Univerzita Palackého v Olomouci

Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie

Magdalena Šimčíková

VULKANISMUS SLUNEČNÍ SOUSTAVY VE SVĚTLE VÝZKUMU BAZALTICKÝCH EUKRITŮ

Rigorózní práce

Školitel: doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

Olomouc 2016

Název: Vulkanismus Sluneční soustavy ve světle výzkumu bazaltických eukritů

Autor: Mgr. Magdalena Šimčíková

Instituce: Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci - Katedra geologie
17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc

Typ práce: Rigorózní práce

Rok obhajoby: 2016

Abstrakt

Eukrity představují jedny z nejstarších meteoritů. Jedná se o asteroidální bazalty, které vznikly typickými magmatickými procesy obdobnými jako bazalty pozemské, avšak za odlišných podmínek – slabá gravitace, absence fluid a působení tepla způsobeného častými impakty na jejich mateřské těleso. Meteority Hammadah al Hamra 286, Northwest Africa 4536 a Northwest Africa 5235 nalezené v severoafrických pouštích představují produkty bazaltových tavenin mělkých intruzí či povrchových výlevů. Spektrální měření a nyní nová data mise Dawn potvrzují, že mateřským tělesem těchto meteoritů spolu s dalšími členy skupiny HED meteoritů (howardity, eukrity, diogenity) je asteroid 4 Vesta. Studované meteority tak představují svrchní část vestanské bazaltové kůry, zatímco kumulátové eukrity, diogenity (ortopyroxenity) a howardity (polymiktní brekcie eukritů a diogenitů) reprezentují spodní kůru, popř. i plášť této unikátní diferencované planetky. Strukturní znaky (zejména ofitické a subofitické struktury) a chemismus studovaných meteoritů odpovídají hlavní eukritové skupině (typ Juvinas), s vyrovnanými obsahy hlavních i stopových prvků, bez uplatnění procesů následné kontaminace při parciálním tavení spodní kůry mateřského tělesa či metasomatózy (Stannern a Nuevo Laredo trend). Jako většina bazaltických eukritů vykazují znaky tepelné metamorfózy, tj. rekrystalizace a vznik ekvigranulárních struktur. U pyroxenů se jedná zejména o zastření původní magmatické zonálnosti a naopak vznik zřetelných exsolučních augitových lamel v původních Fe bohatých pigeonitech. Výraznější brekciace u Northwest Africa 4536 a Northwest Africa 5235 napovídá o bouřlivé éře bombardování povrchu planetky Vesta v raném období vývoje Sluneční soustavy, kdy pouze materiál v hlubších vrstvách kůry planetky nepodlehl výrazným rupturním deformacím, jako např. i Hammadah al Hamra 286.

Klíčová slova: planetka Vesta, eukrity, bazalt, Fe-pigeonit, typ Juvinas

Počet stran:

Počet příloh:

Jazyk: Čeština

Title: Volcanism of Solar system in the light of basaltic eucrites researche

Author: Mgr. Magdalena Šimčíková

Institution: Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci - Katedra geologie
17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc

Type of thesis: Doctoral

The year of presentation: 2016

Abstract

Eucrites belong to the oldest known meteorites. They are products of magmatism on the asteroidal parent body and their origin is similar to terrestrial basalts but without condition caused variability typical for terrestrial basalts – higher pressure, fluid activity. Also thermal metamorphism was present due to vigorous impact activity on the eucrite parent body. Meteorites Hammadah al Hamra 286, Northwest Africa 4536 and Northwest Africa 5235 that were found in the African deserts represent a typical product of basaltic shallow flows or dikes in the crustal layer. Earth based spectral observation and new data from the Dawn spacecraft made a compelling case that the asteroid 4 Vesta is the eucrite parent body. The asteroide is believed to be a dwarf, Earth like planet. The meteorite samples come probably from the upper vestan crust, while their family members - cumulate eucrites, diogenites (orthopyroxenites) and howardites (polymict breccias of diogenite and eucrites clasts) have originated deeper in the the lower parts of the crust or maybe in the mantle of the unique differenciated asteroide. Textures, mineral composition and chemical composition suggest that these meteorites belong to the Main eucrite group – similar to Juvinas type. This eucrite type is characterised by typical very limited ranges in major and minor element composition, without magmatic contamination by parcial melt of mafic crust or metasomatism as known in Stannern and Nuevo Laredo trend eucrites. As most of eucrites, also the samples show the textural and mineral evidence for thermal metamorphism – recrystallisation and equigranular textures. Their pyroxenes lack primary magmatic zonation and contain augite exsollution lamellae and exhibit partial inversion of pigeonite to orthopyroxene. Brecciation in Northwest Africa 4536 and Northwest Africa 5235 textures gives evidence about vigorous impact activity on surface of Vesta in early stages of formation of the Solar system. Only the material which was hidden in the deeper parts of the vestan crust was able to escape the deformation processes as may have been the case of Hammadah al Hamra 286.

Keywords: asteroid Vesta, eucrite, basalt, Fe-pigeonite, Juvinas type

Number of pages:

Number of appendices:

Language: Czech

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem předloženou rigorozní práci vypracovala samostatně a veškeré použité zdroje řádně cituji v seznamu literatury.

Poděkování

Zde bych ráda poděkovala svému školiteli doc. RNDr. Jiřímu Zimákovi, CSc., za podporu a podnětné připomínky k mé práci. Dále na tomto místě velmi děkuji dr. Petru Jakešovi, PhD., in memoriam a doc. RNDr. Františku Holubovi, CSc., in memoriam, za podporu a trpělivost při mém bádání. Poděkování patří také Mgr. Jakubu Halodovi, PhD., a Petru Scheirichovi, PhD., za podnětné připomínky, a také všem odborným pracovníkům, kteří zajistili analytická data a fotografie. Dále děkuji Jožkovi Pospíšilovi, Mirovi Ševčíkovi, Jirkovi Novotnému a dalším, za pomoc při grafických úpravách.

Velký dík patří mým drahým rodičům Jarmile a Jaroslavovi, bratru Markovi a celé rodině.

Obsah:

1. ÚVOD – vznik a vývoj Sluneční soustavy ……. 7
2. Vulkanismus Sluneční soustavy, výskyt bazaltů ……..... 9
2. 1. Měsíc ……..11
2. 2. Merkur ……15
2. 3. Venuše ……16
2. 4. Mars ……17
2. 5. Io ……20
2. 6. Kryovulkanismus ……22
3. Asteroidy, asteroidální meteority ……23
3. 1. Asteroidy……. 23
3. 2. Asteroidální meteority a jejich klasifikace ……. 26
4. HED meteority a jejich geneze …….. 31
4. 1. Charakteristika meteritů HED ……31
4. 2. Geneze meteoritů HED ……... 39
5. Planetka Vesta – mateřské těleso HED meteoritů? …… 42
6. Metodika ……. 54
7. Petrografická charakteristika vzorků …….. 56
7. 1. Hammadah al Hamra 286…… 57
7. 2. Northwest Africa 4536 ……... 59
7. 3. Northwest Africa 5235…… 62
8. Chemické složení minerálů……. 66
8. 1. Pyroxeny …… 66
8. 2. Plagioklasy ……. 72
8. 3. Akcesorické minerály …… 74
9. Celkový chemismus vzorků ……77
9. 1. Hlavní a vedlejší prvky …….. 77
9. 2. Stopové prvky a REE ……. 81
10. Diskuze – pozice HaH 286, NWA 4536 a NWA 5235 v mateřském tělese …… 86
11. ZÁVĚR…….. 89
Literatura …… 90

1. Úvod - vznik a vývoj Sluneční soustavy

Naše Sluneční soustava ve složení Slunce, vnitřní a vnější planety s jejich měsíci, menší členové, tj. asteroidy, komety a meteoroidní komplex, je součástí spirální galaxie zvané Mléčná dráha. Nachází se zhruba ve 2/3 vzdálenosti od centra v jednom z jejích spirálně rotujících ramen. Doba rotace (cca 200 mil. let) by mohla souviset s cykly globálních geologických procesů na naší planetě.

Podle současného obecně přijímaného, tzv. standardního modelu planetární formace (např. Wetherill, 1990) vzniklo Slunce i další hvězdy díky gravitační nestabilitě v hustém molekulárním mezihvězdném oblaku. Samotný proces vzniku hvězdy a jejího planetárního systému z oblaku mezihvězdné hmoty je např. dle Wooda (1968) rozdělen do 6 vývojových stadií – 1. gravitační nestabilita, 2. kolaps, 3. fragmentace, 4. rotující disk, 5. pomalé smršťování, 6. počátek reakcí v jádru.

Díky gravitačnímu kolapsu běžně vznikají dvou až vícehvězdné soustavy, avšak v případě pomalé rotace (resp. nízkého úhlového momentu) je možná i formace samostatných hvězdných objektů. V takovém případě část plynů a prachu utvoří plochý disk kolem hvězdy, tzv. solární nebulu. V oblastech oběžné dráhy Země panovaly zřejmě nízkoteplotní podmínky dostatečné pro krystalizaci silikátů Fe, Mg a také kovového železa, avšak neumožňovaly tuhnutí volatilních prvků H, C a N. Kohezní síly, popř. gravitační nestabilita způsobily, že částice utvořily kamenná tělesa – planetky, o velikosti několika km. V důsledku kolizí a spojování malých planetek vznikala planetární „embrya“ o velikosti dnešního Měsíce, popř. Marsu. Růst planetek až do velikosti planetárních „embryí“ byl ovlivněn jejich relativními rychlostmi, které jsou určovány jejich vzájemným gravitačním vychylováním, a také distribucí hmoty v roji rostoucích planetesimál - tyto vztahy kvantifikoval zejména Safronov (1969). Doba potřebná k vytvoření tělesa o hmotnosti 10^{26}g mohla být zhruba 10^5 let. Pro vznik Země a terestrických planet je potřeba cca 100 planetárních zárodků o hmotnosti 10^{26}g. Rozměrnější tělesa byla od sebe více vzdálená, proto se jejich růst zpomaloval. Závěrečné stadium vývoje terestrických planet trvalo přibližně 10^8 – 10^9 let, pravděpodobně ještě dlouho po vymizení plynné solární nebuly. V tomto období se formovaly hlavní zárodky budoucí Země a Venuše na oběžných drahách s nízkou excentricitou i inklinací, zbylý materiál obíhal po drahách více excentrických. Během konečné akumulace Země a Venuše docházelo ke gigantickým impaktům zbylých planetárních zárodků. Tyto události jsou spojovány se vznikem Měsíce (např. Stevenson, 1987), eliminací Merkurova silikátového

pláště (např. Wetherill, 1988), popř. ztrátou původní zemské atmosféry (Cameron, 1983). Podobným způsobem různí autoři vysvětlují mechanismus vzniku i dalších těles sluneční soustavy – Jupitera a velkých planet (např. Lissauer, 1987), dále vznik komet i deficit hmoty v pásu asteroidů (např. Weidenschilling, 1988). V tab. 1. jsou uvedeny základní charakteristiky planet Sluneční soustavy, včetně Měsíce.

	Merkur	**Venuše**	**Země**	**Mars**	**Měsíc**
Poloměr (km)	2439,7	6051,8	6378,14	3397,2	1737,5
Hmotnost (kg)	$3{,}30 \times 10^{23}$	$4{,}87 \times 10^{24}$	$5{,}98 \times 10^{24}$	$6{,}42 \times 10^{23}$	$0{,}07349 \times 10^{24}$
Hmotnost (Země = 1)	0,06	0,82	1,00	0,11	0,0123
Hustota (voda= 1)	5,43	5,25	5,52	3,93	3,34
Úniková rychlost (km s^{-1})	4,251	10,362	11,186	5,03	2,38
Albedo	0,10	0,65	0,37	0,15	0,12
Prům.vzd. od Slunce (AU)	0,39	0,72	1	1,52	Od Země 384 000 km
Prům.vzd. od Slunce (sv. min.)	3,2.	6	8,3	12,7	8,3
Oběžná doba (roky/dny)	0,24/87,97	0,62/224,70	1/365,26	1,88/686,98	Kolem Země 27,322 dne
Prům. oběžná rychlost (km s^{-1})	47,89	35,03	29,79	24,13	Kolem Země 1,023 km.s^{-1}
Výstřednost dráhy	0,21	0,01	0,02	0,09	0,0549
Sklon dráhy (°)	7,00	3,39	-	1,85	5,145

Tab. 1. Základní charakteristika těles Sluneční soustavy (upraveno podle Kleczek, 2002)

Vznik mateřských těles meteoritů můžeme jednoduše shrnout: před 4,6 Ga kondenzovaly prachové částice, jejichž roztavením vznikly tzv. chondry. Následná akumulace tohoto materiálu za pomoci pojiva umožnila zformování asteroidního tělesa. Poté došlo k zahřátí tělesa (pravděpodobně díky ^{26}Al) a metamorfóze chondritických hornin, případně k jejich tavení, diferenciaci a vzniku kovové a silikátové zóny. Poté těleso chladlo (přibližně 10^8 let).

Větší terestrické planety se liší od těch menších zejména vyšší hustotou, vyšším obsahem Fe a ochuzením o volatilní prvky (Rb, K, Pb). Akrece těchto těles probíhala blíže Slunci za vyšších teplot. Jejich gravitační potenciální energie a kinetická energie z impaktů se přeměnila na energii tepelnou. Míra zahřátí planety závisela na velikosti a kinetické energii impaktorů, množství pohlcené energie a množství energie vyzářené do prostoru. Dle některých teorií si Země ponechala dostatečné množství tepla pro intenzivní tavení, avšak existuje možnost, že Země nebyla v počátcích svého vývoje pevným tělesem, ale již z větší či menší části roztavenou koulí. Vysokých teplot mohlo být dosaženo během homogenní akrece a díky gravitační energii následné segregace jádra, zatímco při heterogenní akreci či pomalé segregaci jádra by byly teploty nižší. U větších terestrických těles zřejmě proběhlo tavení mnohem důkladněji, díky pomalejšímu úniku tepla.

2. Vulkanismus Sluneční soustavy, výskyt bazaltů

Projevy aktivně probíhajícího vulkanismu v současnosti byly dokázány kromě Země na Jupiterově měsíci Io - probíhá zde vulkanismus sírový a silikátový. Specifické typy aktivního vulkanismu (např. vodního či dusíkového), zjištěné na ledových měsících velkých planet či u transneptunických těles, budou zmíněny dále (viz „kryovulkanismus“).
O tom, zda u těles ve Sluneční soustavě v minulosti probíhal či stále probíhá obdobný vulkanismus jako na Zemi, referuje nejčastěji přítomnost bazaltických hornin na povrchu těchto těles. Bazalty představují nejběžnější vyvřelinu zemského povrchu, objevují se na oceánském dně, riftových zónách i velkých vyvřelých provinciích (LIP – Large Igneous Provinces). Jsou tvořené především bazickým plagioklasem a Ca bohatým pyroxenem v doprovodu olivínu, dalších pyroxenů, popř. Fe - Ti oxidů, s velikostí minerálních zrn pod 1mm a obsahem SiO_2 52 - 45 hm. %. Na Zemi, kde probíhá aktivní desková tektonika (což je aktuálně přijímaná teorie), převládají u oceánské kůry oceánské tholeiity (nasycené bazalty bez olivínu). Pro aktivní okraje kontinentů a ostrovní oblouky jsou charakteristické vápenato-alkalické bazalty, pro kontinentální kůru pak bazalty alkalické.

Příčinou bazaltického vulkanismu na Zemi je dostatečné vnitřní teplo, které umožní tavení některých částí pláště. V litosféře je ovlivňován teplotní gradient především kondukcí, v astenosféře spíše konvekcí. Proces konvekce je efektivnější a kromě deskové tektoniky způsobuje většinu projevů pozemského magmatismu.

Primární magma představuje taveninu, jejíž chemické složení nebylo ovlivněno procesy diferenciace, míšení, kontaminace či segregace vykrystalizovaných fází, které způsobují horninovou diverzitu na Zemi i jiných tělesech. Za primární magma bývá obecně považováno primární bazaltové magma, jež může být původem z pláště, kůry či subdukovaného oceánského podloží. Magma může vznikat také v důsledku meteoritických impaktů.

Studium extraterestrického bazaltického vulkanismu znamená získávání informací o vývoji těles Sluneční soustavy velmi efektivním způsobem. Bazalty vznikají parciálním (částečným) tavením relativně primitivního pláště těles a odráží před- i poakreční historii planetárního materiálu i jeho další evoluci, stejně jako chemismus, mineralogii a termodynamické parametry jejich zdrojové oblasti. Bazalty jsou zřejmě i hlavní součástí kůry dalších planet. Současné výzkumy (přímé či nepřímé studium vzorků a povrchů kosmických těles) nasvědčují, že bazaltické horniny se vyskytují krom Země na Měsíci, Merkuru, Venuši, Marsu, pravděpodobně na Jupiterově měsíci Io. Výskyt bazaltů se dle

dosavadních poznatků očekává na asteroidu 4Vesta a jemu podobných asteroidech. Předpokládá se, že na velkých tělesech (Země) probíhal vulkanismus o něco později a trval déle v porovnání s menšími tělesy (Měsíc, Merkur), na kterých proběhly intenzivní vulkanické procesy brzy po jejich akreci. Období intenzivního vulkanismu prodělala zřejmě všechna tělesa, na menších planetách pak došlo k rapidnímu snížení vulkanické aktivity, větší tělesa si ji udržela déle (v závislosti na dostupnosti radioaktivního a reziduálního tepla).

Produkty extraterestrického vulkanismu jsou získávány nákladným transportem vzorků z jiných těles nebo zcela náhodně jako meteority, kde však může být problematická identifikace původního tělesa. Přítomnost vulkanitů může být prokázána měřením albeda, barevného spektra a také fotogeologickou studií povrchových útvarů. Pro zjištění chemismu složení povrchu jsou vhodné alfa - protonové, gama, RTG (fluorescenční), či neutronové spektrometrické metody využívané také na sondách „in situ“. Pomocí laserových výškoměrů, multispektrálního mapování a interferometrie lze na planetách rozlišit povrchové útvary. Analýza světelné polarizace (měření intenzity polarizace na fázovém úhlu) umožňuje určit rozložení hornin, prachu či ledu. TES (termoemisní spektrometrie) je důležitá pro mineralogický výzkum.

Rozsáhlá studie bazaltického vulkanismu na terestrických planetách byla prováděna kolektivem vědců z Lunárního a planetárního institutu v Houstonu v letech 1977 - 1981. V rámci možností byl zkoumán také výskyt velkých vulkanických kráterů, které naznačují vulkanickou historii každého tělesa. Také impaktní krátery umožňují odhadnout stáří povrchu tělesa – povrch hustě pokrytý krátery svědčí o nepřítomnosti horotvorných/vulkanických procesů (např. Měsíc). Tam, kde je tato aktivita vysoká, dochází k neustálému obměňování povrchu s minimem zbylých kráterů (např. Jupiterův měsíc Io).

Základní rozdíly v bazaltových formacích těles Sluneční soustavy jsou způsobeny rozdílnými P - T podmínkami a aktivitou těkavých komponent. Nízký stupeň aktivity kyslíku v měsíčních bazaltech a bazaltických achondritech např. umožňuje stabilitu kovového železa. Příčina rozdílných obsahů volatilních prvků tkví v odlišném složení akrečního materiálu a nestejně intenzivní devolatilizaci následně po zformování tělesa (ochuzení Měsíce a eukritů o Na, K).

Variabilitu bazaltových hornin planetárního tělesa způsobuje různorodé složení jeho pláště, dále rozdílný stupeň parciálního tavení - lokalizace zóny a procesů tavení a mechanických faktorů během setrvání v magmatickém rezervoáru a během erupce (frakcionace magmatického krbu, míšení a asimilace, separace taveniny od krystalizovaných fází, degazace, atd). Poměrně stejnorodé složení eukritů ukazuje na vznik z jednotného zdrojového materiálu, i když se nemusí jednat o jediný magmatický rezervoár. Eukrity

(bazalty pocházející zřejmě z kůry planetky Vesta) se obecně vyznačují nižším podílem Mg a alkálií ve srovnání s plášťovými zdroji Země a Měsíce, bez uplatnění procesů způsobujících variabilitu pozemských bazaltů. Shergottity (marsovské meteority) vznikly již z více vyvinutého planetárního tělesa. Podle odlišných minerálních fází, zonálnosti pyroxenů, či přednostní orientace minerálů lze usuzovat na průběh frakcionace krystalů a taveniny, zdrojový materiál je bohatší na alkálie než u eukritů. Pyroxeny představují nejběžnější minerál Mg a Fe většiny bazaltů a mohou zabudovat do svých krystalových struktur většinu běžných prvků (vyjma K). V pyroxenech pozemských bazaltů je ve struktuře přítomné Fe^{3+} narozdíl od měsíčních a meteoritických bazaltů, kde vystupuje pouze Fe^{2+}. Významnou pozemskou komponentou je tedy $CaFe^{3+}SiAlO_6$ versus komponenta extraterestrická $CaTiAl_2O_6$ (Papike, 1980).

Karner a kol. (2003) sledovali složení plagioklasů v horninách pozemských i extraterestrických. U bazaltů z Marsu následovaných bazalty pozemskými byly zaznamenány nejvyšší obsahy Na a K, bazalty Měsíce a Vesty byly o tyto prvky naopak ochuzeny.

2. 1. Měsíc

Zatím nejvíce, ale ještě ne zcela prozkoumaným extraterestrickým tělesem je Měsíc. Existuje několik teorií vzniku Měsíce – např. společná akrece, zachycení Zemí, odštěpení od Země. Avšak zatím nejpravděpodobnější přijímanou teorií původu našeho souputníka (Hartmann a Davis, 1975; Cameron a Ward, 1976) se zdá být srážka ještě ne zcela hotové Země (z 80 – 90 %) s tělesem o rozměru Marsu, kdy došlo k vyvržení plášťového materiálu Země do okolního prostoru a potom ke gravitačnímu shluknutí (akreci) na oběžné dráze. Nově zformovaný Měsíc byl již ochuzen o volatilní prvky a Fe, a naopak obohacen o prvky refraktorní (např. Al, Ca, Ti, U). Jakeš a Jambon (2000) diskutovali o možné souvislosti celkového složení Měsíce se složením spodního zemského pláště.

Stratigrafická období vývoje Měsíce byla poprvé vyčleněna v práci Wilhelmse (1987):

- **prenectarian** (4,60-3,92 Ga) - představuje vznik měsíční kůry a nejstarších kráterů.
- **nectarian** (3,92-3,85 Ga) – nese název podle pánve Nectaris, počátek intenzivního kosmického bombardování

- **imbrian** (3,85-3,15 Ga) – má název podle Mare Imbrium, probíhaly výlevy bazaltových láv
- **eratosthenia**n (3,15-1,2 Ga) - vznikaly starší krátery typu Erastothenes
- **copernican** (1,2 Ga - recent) – vzniklay krátery mladší, např. Koperníkův kráter

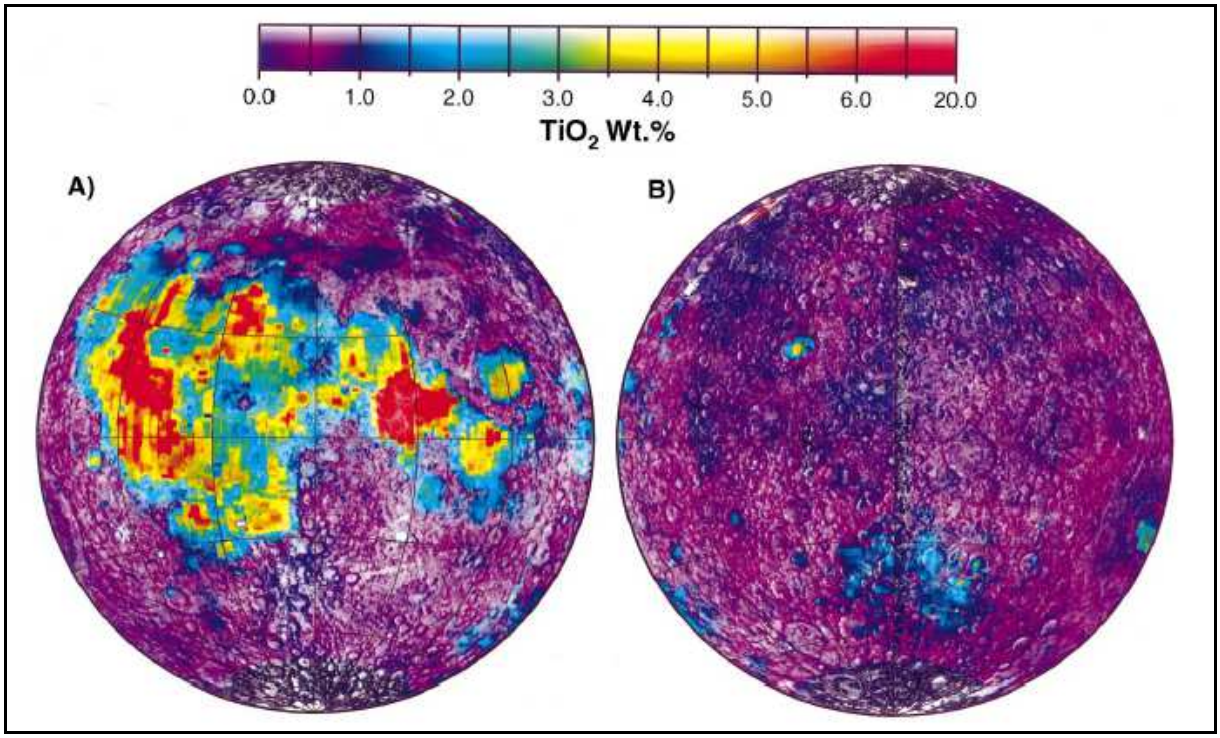
Geochemický model a vývoj Měsíce podali např. Taylor a Jakeš (1974, 1977): po kondenzaci sluneční nebuly došlo ještě před akrecí samotného měsíčního tělesa ke ztrátě těkavých komponent, železa a zřejmě části siderofilních prvků. Po akreci nastalo období intenzivní diferenciace, vzniku korových měsíčních pevnin a kumulátových zonálních zdrojů. Tyto kumuláty byly podrobeny parciálnímu tavení a následné podpovrchové frakční krystalizaci za vzniku bazaltů měsíčních „moří".

Známé dělení měsíčního povrchu na „pevniny" a „moře" je založeno na tradici známé již z období renesance. Na základě chemismu a struktury byly stanoveny čtyři skupiny lunárních hornin (Papike a kol., 1998a):

1. horniny měsíčních pevnin (hor) – vyvřeliny nepostižené impakty
2. vulkanity bazaltového charakteru a pyroklastika
3. polymiktní brekcie, impaktní horniny, teplotně metamorfované granulitické brekcie
4. lunární regolit

Další detailní klasifikace ohledně typů měsíčních hornin uvádějí Lucey a kol. (2006) a Wieczorek a kol. (2006). Měsíční „pevniny" či "hory" zahrnují nejstarší horniny s vysokým obsahem Al – anortozity, s přechody do noritických gaber. Dominantně zastoupené anortozity mají modální obsahy Ca-plagioklasu kolem 90 objemových %, akcesoricky je přítomen Fe bohatý pyroxen a olivíny (Papike a kol., 1998b). Jejich vznik je obecně vysvětlován oddělením (flotací) plagioklasu v původním globálním magmatickém oceánu (např. Wood a kol., 1970). Bazaltické horniny jsou zastoupeny tzv. KREEP bazalty (obohacenými K, prvky REE a P) a nízkoalkalickými KREEP bazalty, které bývají součástí lunárních brekcií. Jejich geneze je zatím vysvětlována pomocí dvou teorií - **1**. vznik pod povrchem, s různými stupni parciálního tavení, což vysvětluje rozdílné koncentrace stopových prvků v horninách, nebo **2**. mechanismem, kdy během frakční krystalizace magmatického oceánu a jeho promíchání došlo k rovnovážné krystalizaci a vzniku homogenní reziduální taveniny, vysoce obohacené o inkompatibilní prvky. Relativně hojně jsou na měsíčním povrchu zastoupeny tzv. LKFM (Low-K Fra Mauro) bazalty, vzniklé zřejmě během během bombardování původní měsíční kůry (před 4,4 Ga).

Také 3,9 - 3,8 Ga (nectarian) bylo obdobím mohutného kosmického bombardování. Následný intenzivní vulkanismus na Měsíci probíhal v období 3,8 - 2 Ga, kdy do kůry narušené impakty pronikly nízkoalkalické bazalty bohaté na Fe a Ti, které vznikly tavením radioaktivním teplem z nitra Měsíce v hloubkách 100 - 250 km. Vrstvy těchto bazaltů (vulkanické plošiny) tvoří dnešní „moře“ zaujímající asi 17 % celkového měsíčního povrchu, na přivrácené straně zabírají moře téměř 1/3 povrchu, na straně odvrácené s větší tloušťkou kůry pouhé 2% (obr. 1).



Obr. 1. Distribuce TiO_2 na přivrácené (A) a odvrácené polokouli (B). Vysoké koncentrace indikují přítomnost mořských bazaltů (Lucey a kol, 1998).

Mezi geologické struktury měsíčních moří lze zahrnout také lávové proudy, sinusoidální lávové kanály, sypané struktury, vulkanické dómy, depresní struktury vzniklé zhroucením lávových tunelů apod. Tzv. „maskony“ (z anglického „mass concentration“) jsou pozitivní tíhové anomálie související s podpovrchovou akumulací bazických láv, eventuelně by se mohlo jednat o zbytky impaktorů, které pronikly pod povrch a tam explodovaly. Ve srovnání s bazalty MORB, jež jsou dominantním litologickým typem bazaltů na Zemi, obsahují bazalty měsíčních moří více Cr_2O_3, TiO_2, FeO a naopak jsou ochuzeny o SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O. Poměr Mg/Mg+Fe je vyšší u MORB, podstatným rozdílem je přítomnost vody u MORB (Papike, 1980).

Oproti zdrojům pozemských bazaltů jsou zdroje bazaltů měsíčních moří ochuzeny o Ni

a obohaceny o Cr. Lucey a kol. (1995) na základě infračervených dat ze sondy Clementine, určili poměrné zastoupení železa v oblastech mořských bazaltů, které obsahují kolem 14 hm. % Fe narozdíl od obsence Fe u měsíčních pevnin, což je v souladu s hypotézou vzniku Měsíce při kolizi Země s jiným rozměrným tělesem. Zastoupení železa kolem 10 % v oblasti impaktní pánve South Pole – Aitken (kde došlo díky impaktu pravděpodobně k odkrytí svrchního pláště) může být dokladem ochuzení pláště o Fe. Absence deskové tektoniky na Měsíci způsobuje, že vulkanismus měsíčních moří je soustředěn pouze do impaktních pánví. Nižší gravitace a zejména složení (nízký obsah Si, Al a vysoký obsah Fe^{2+} a Mg) způsobují vysokou fluiditu láv, nepřítomnost vodního fluida zajišťuje většinou klidné výlevy láv na povrch bez vzniku vysokých sopečných kuželů, běžných na Zemi. Zhruba 2 miliardy let je již Měsíc geologicky neaktivním tělesem vyrušovaným jen občasnými impakty. Podle studie vzorku ALH A 81005 (např. Marvin, 1983) lze usuzovat, že materiál vyvržený i z tak velkého tělesa jako je Měsíc, nemusí nutně vykazovat šokové jevy. Head (2001) odhaduje minimální průměr impaktních kráterů - potenciálního zdroje měsíčních meteoritů - na 450 m. Poměrně zajímavý lunární meteorit NEA 003-A popsali Haloda a kol. (2009). Jedná se o hrubozrnný mare-bazalt, tvořený olivíny, pyroxeny a plagioklasy, dále se vyskytuje ilmenit, troilit, fayalit, Si-K bohaté sko, apatit a vzácně fáze SiO_2, akcesorie zastupuje ulwöspinel, chromit a slitiny Fe-Ni. Obsahy REE a inkompatibilních prvků svědčí o poměrně primitivním složení zdrojového magmatu složením blízkému pikritu, bez asimilace či mísení s jinými druhy magmat. Díky modelaci krystalizace magmatu byla odhadnuta minimální rychlost chladnutí zdrojového magmatu na ~0,07 °C/h, což znamená, že materiál vzorku NEA 003-A krystalizoval v nižší části lávového proudu, v hloubce 2,4 - 3,6 m pod povrchem s odhadem tloušťky původního lávového proudu na 4,38 - 7,2 m.

Jolliff a kol. (2011) uvádějí výskyt vulkanických dómů tvořených viskózní lávou na odvrácené straně Měsíce v oblasti Comton-Belkovich (dle snímků sondy Lunar Reconnaissance Orbiter), což by mohlo spolu vyššími obsahy Th svědčit o přítomnosti acidních magmat na Měsíci.

2. 2. Merkur

Obecně se Merkurův povrch vyznačuje množstvím impaktních kráterů různé velikosti a značnou podobou s povrchem Měsíce. Podle prvních radarových měření sondy Marinek 10 z roku 1972 (s omezenou přesností v důsledku absence opěrných bodů) byly zjištěny kaňony hluboké až 700 m a krátery mající průměr až 50 kilometrů. Zjištěné relativně hladké plochy mohly být sopečného původu, popř. jsou důsledkem impaktu velkého tělesa, kdy došlo k vyvržení a dopadu roztavené hmoty. Výrazným útvarem je pánev Caloris Basin, jejíž průměr činí až 1350 km. Je velmi podobná měsíčnímu Mare Imbrium a byla vytvořena pravděpodobně v dávných dobách Sluneční soustavy nárazem obrovského tělesa většího než 100 m. Na rozdíl od Měsíce se na Merkurově povrchu nacházejí až 3 km vysoké útesy a srázy, dlouhé několik set km, jež vznikly patrně během chladnutí a smršťování planety v raných dobách Merkurova vývoje. Ve vývoji planety Merkur se rozeznává pět hlavních etap (např. Spudis a Guest, 1988):

- **pretolstojan** - se vyznačuje rozdělení hmoty planety na mohutné jádro a plášť, rozptyl tepla a únik případné atmosféry, vznikla pevná kůra a v ní velké krátery a valové roviny
- **tolstojan** - znamenala intenzivní vulkanickou činnost a „smazání“ prvotních kráterů a rovin
- **calorian** - představuje období bombardování meteoroidy (vznikl např. Caloris Basin).
- **mansurian** - je charakterizována opět vulkanickou činností, která byla možná důsledkem předchozích impaktů
- **kuiperian** - se vyznačuje ukončením vulkanické aktivity a menšími impakty

Cameron a kol. (1988) předpokládají u Merkuru existenci mohutného železného jádra o poloměru až 1900 km obklopeného silikátovým obalem o mocnosti 500 - 600 km, čemuž nasvědčuje i vysoká hustota 5,4 g/cm^3, kdy velká část pláště byla odpařena za vysokých teplot nebo během impaktu či kolize. Během pozorování Merkurova povrchu v infračerveném světle byly objeveny oblasti tvořené sklovitým prachovým materiálem (Cooper a kol., 1998). Díky opakovaným vyhodnocováním snímků sondy Mariner 10 (Robinson a kol., 1997) byl zjištěn pyroklastik v oblasti kráteru Homer a tím se naskýtá otázka původu těkavých komponent, jejichž přítomnost se zdá být na Merkuru překvapující. Nové poznatky přinesl výzkum sondy Messenger, která dosáhla oběžné dráhy Merkuru v březnu 2011 (např. Nittler a kol., 2011;

Peplowski a kol., 2011; Head a kol., 2011). Byly tak zjištěny rozsáhlé výlevy o tloušťce až 2 km jako produktu lineárních erupcí v oblasti kolem severního pólu planety. Složení těchto výlevů může být podobné pozemským komatiitům – ultramafickým efuzivům typickým pro období Archaika. Dno kráteru Machaut je dle snímků sondy Messenger zcela zarovnáno díky výlevům bazaltů, obdobným jako pozemské trapové bazalty oblasti Columbia River, některé další útvary možná představují kaldery. Analýzy radioaktivních izotopů K a Th i obsahu síry zajistily překvapující výsledky ohledně zastoupení volatilních komponent u Merkuru, které se zdá být srovnatelné se Zemí, Venuší i Marsem a naopak značně převyšuje obsahy typické pro Měsíc (Peplowski a kol., 2011).

2. 3. Venuše

Četné poznatky o vulkanismu a tektonických procesech na Venuši od různých autorů jsou shrnuty v práci Nimma a McKenzieho (1998). Prvotní radarová, spektrální a gama měření povrchu Venuše (ruský projekt Veněra) detekovaly přítomnost bazaltů, ovšem měřením v gama spektru zjistilo obsahy K srovnatelné s pozemskými granity, obsahy U a Th se blížilo pozemským alkalickým bazaltům. Pro Venuši je charakteristická vysoká povrchová teplota (kolem 450 °C), bazaltové složení kůry (přecházející patrně v hloubkách do eklogitů), nepřítomnost vody na povrchu a absence deskové tektoniky. Teplota pláště se odhaduje asi na 1300 °C. Vnitřní teplota Venuše je limitována koncentrací MgO (8 - 11,5 %) a mg# (100 x MgO/MgO + FeO) 60 - 75 u povrchových bazaltů (McKenzie a kol., 1992). Povrch Venuše vykazuje uniformní stáří 300 - 600 Ma, což naznačuje, že v tomto období proběhlo totální zmlazení povrchu. Za pravděpodobnou příčinu se považuje zastavení tektonických procesů, popř. aktivita plášťových hřibů. Absence deskové tektoniky se vysvětluje např. vyšší povrchovou teplotou a větší tloušťkou bazaltové kůry, což prakticky znemožňuje subdukční procesy, a vysokou viskozitou pláště nesoucího litosférické desky (McKenzie, 1977). V letech 1990 - 1994 měření sondy Magellan zjistila přítomnost asi 1700 vulkanických útvarů, např. štítové sopky, dómy, kaldery (minimálně 85 % povrchu tvoří vulkanické horniny). Svahy dómů jsou pravděpodobně tvořeny ryolity, plošší útvary pak bazalty, byly zjištěny i čerstvé lávové proudy. Výrazným povrchovým útvarem jsou vysočiny („terra“), připomínající pozemské kontinenty a své okolí převyšují o 3 - 5 km (např. Aphrodite Terra v blízkosti rovníku, či severnější Ishtar). Nejvyšší pohoří Maxwell Montes dosahuje výšky 10 km. Vyskytují se zde také terénní útvary, které nemají pozemskou obdobu. Patří sem

tzv. „coronae“ – kruhovité útvary o průměru 60-2000 km tvořené koncentrickými a radiálními trhlinami kolem centrální deprese. „Tesserae“ jsou jakási vyvýšená plató, jež mají vysokou odraznost, vznikly patrně během intenzivních kompresních a extenzních deformací. „Channels“ představují meandrující kanály, podobné pozemským řekám bez přítoků, dosahují šířky 5 km a délky až 7000 km. Jejich vznik patrně způsobily nízkoviskózní (zřejmě bazaltové) proudy. Podle Garvina a kol. (1982) dominují díky vysokému atmosférickému tlaku spíše efuzivní výlevy nad eruptivními. Největší impaktní kráter Mead má průměr 275 km, nejmenší impaktní krátery pak průměr 1 km. Absence malých impaktních kráterů je způsobena hustou atmosférou, ve které menší tělesa zaniknou dříve, než dosáhnou povrchu. Zatím stále ještě není vyjasněno, zda vulkanická aktivita Venuše zcela utichla, vzhledem k občasným mohutným únikům SO_2 do atmosféry. Nové výsledky o Venuši nyní poskytuje orbitální sonda Venus Express, kdy analýza dat z kamery nasvědčuje recentním projevům vulkanismu (Smrekar a kol., 2010). Jednalo se o devět oblastí velmi podobných havajským vulkánům, s pozitivní gravitační anomálií, což svědčí o aktivitě plášťových hřibů pod povrchem planety. U tří z těchto oblastí vykazovaly vrcholy vulkánů odlišné složení než okolí, což může znamenat chemické reakce lávy s okolím a atmosférickými plyny. Tento fenomén je typický pro Zemi, na Venuši díky vyšším teplotám a hustotě atmosféry by se mohl projevovat výrazněji. Smrekar a kol. (2010) dále odhadují, že vulkanická aktivita zde mohla probíhat před 2,5 Ma, možná i méně než před 250 tis. lety.

2. 4. Mars

Mars zřejmě vznikl ve stejném časovém období jako Země a jeho vývoj je rozdělen na základě dosavadních fotogeologických poznatků do následujících etap (Scott, 1978):

- **prenoachian** (4,1 až 3,8 Ga) – zahrnující období od zformování planety po vytvoření impaktního kráteru Hellas
- **noachian** (4,3 až 3,5 Ga) – byl obdobím intenzivního bombardování, o čemž svědčí hornaté oblasti s krátery (např. Noachis)
- **hesperian** (3,5 – 1,8 Ga) bombardování ustávalo (např. rovinatý povrch Hesperia Planitia)

- **amazonian** - představuje posledních 1,5 miliardy let období Marsova vývoje a je charakterizován plochými terény s minimem vulkanických kráterů (např. Amazonia Planitia)

S postupujícím výzkumem Marsu je tato klasifikace postupně revidována. Vulkanické útvary Marsu zahrnují štítové sopky, kužely, „patera" struktury, oblasti podobné měsíčním mořím a další malá tělesa. Důležitá vulkanická oblast je Tharsis (zatím nejvyšší sopka Sluneční soustavy Olympus Mons, dále Arsia, Ascreus, Pavonis Mons) a Elysium (Elysium Mons, Hecates Tholus, Albor Tholus). Množství dat bylo získáno během výzkumu Marsu pomocí MOC (Mars Observer Camera) a MOLA (Mars Observer Laser Altimeter). Dominantním typem struktur Marsova povrchu jsou dlouhé, úzké kanály. Mege a Masson (1996) se domnívají, že např. ve vulkanické oblasti Tharsis jsou tyto propadliny povrchovým projevem jakýchsi žil, zásobovaných plášťovými hřiby. Z morfologických struktur byly dále pozorovány deprese s řetězci kráterových propadlin, údolí (izolovaná i údolní sítě), erozní rýhy, vulkány, vulkanická údolí, rýhy a trhliny, kaňony a stolové hory (běžně doprovázené chaotickým materiálem). Stáří útvarů vzniklých zřejmě působením vody - řečiště, nánosy, jezera atd. - se odhaduje na 4 Ga. V těchto strukturách je možno počítat dle Dohma a kol. (2000) s hydrotermálními procesy. Mars byl aktivní asi před 3 - 3,5 Ga, menší tělesa skončila s aktivitou před 2 Ga. Na Marsových polokoulích lze pozorovat výrazné povrchové rozdíly: jižní polokoule je hornatá a vyššího stáří, severní je mladší a plošší, což mohlo být způsobeno patrně obrovským impaktem. Bandfield a kol. (2000) vyčleňují pro Mars dva horninové typy na základě modálního minerálního složení (v obj. %): lehčí bazalty hor (50 % pagioklasu + 25 % pyroxenu) a bazalty planin (35 % plagioklasu + 35 % pyroxenu). Na základě spektrálních dat byla také prokázána podobnost horských bazaltů s trappovými bazalty Dekkanské plošiny. Údaje i dalším měřením TES byly zjištěny 2 typy povrchových oblastí - bazaltová a andezitová. Wyatt a McSween (2002) zvažovali možnost vzniku andezitů alterací bazaltů. Novější výzkumy odhalily na Marsu přítomnost vulkanické horninové série bazalt – tefrit – bazanit – pikrobazalt – komatiit – tholeiity (např. Bost a kol. 2013).

Zatím však problematika andezitů na Marsu nebyla vyjasněna, i když tato teorie je velmi pravděpodobná. Na Marsu zatím nebylo prokázáno současné působení deskové tektoniky. Mocnost kůry na jižní polokouli se odhaduje dle dat MGS (Mars Global Surveryor) na 80 km, na severní cca 35 km. Přes polovinu povrchu Marsu jsou rozesety krátery, na rozdíl od Měsíce

však vulkanická aktivita probíhala mimo impaktové pánve. Existuje možnost existence „hot spots“ v plášti, podobně jako na Zemi. Rozdíl mezi vulkanismem Země a Marsu dle různých autorů je způsoben nižší gravitací. Tlak rostoucí s gravitací ve spojení s elasticitou hornin způsobuje, že magmatické rezervoáry Marsu jsou situovány ve větších hloubkách a mají větší horizontální i vertikální rozměry. Studie McEwena a kol. (1999) poukazuje na silnou diferenciaci marsovské kůry a předpokládá vyšší koncentraci prvků K, U, Th (radioaktivní zdroje tepla) v oblasti Elysium – Tharsis. Rozměry marsovského jádra zatím nelze přesně určit, předpokládá se, že pokud by bylo složeno z hornin a železa, vychází jeho poloměr na 1250 km, v případě lehčích látek (směs síry a železa) by byl poloměr kolem 2000 km.

Nalezené meteority, u kterých se předpokládá původ z Marsu, představují mafické až ultramafické horniny s intruzivními i extruzivními znaky. Jedná se o tzv. skupinu SNC (Mittlefehldt, 1994; Treiman a kol., 2000) – s názvy skupin podle typových členů:

Shergottity - olivínem chudé bazalty, olivínové/pikritické a olivín - ortopyroxenové bazalty, lherzolity
Nakhlity - pyroxenity/wehrlity
Chassignity - dunit/peridotity
Ortopyroxenity - harzburgity

Shergottity (název podle meteoritu Shergotty dopadnuvšího roku 1865) představují bazaltické horniny, složené z pyroxenu a plagioklasu a jsou velmi podobné pozemským bazaltům. Obsahují Fe^{3+} zejména ve formě magnetitu, což svědčí o oxidačních podmínkách na mateřském tělese. Také přítomností hydratovaných fází (amfibol kaersutit) se tato skupina achondritů liší od eukritů, chondritů a měsíčních bazaltů. Podle obsahů REE se usuzuje na značnou frakcionaci a ne-chondritický původ. Shergottity také prodělaly šokovou metamorfózu, o čemž svědčí i přítomnost vysokotlakých forem olivínu a pyroxenu a přeměna plagioklasu na maskelynit. Jelikož shergottity vznikly frakcionací, nemůžeme přesně určit složení zdrojové taveniny, avšak díky zastoupení REE, obsahu vody i stupni oxidace lze soudit, že jejich zdrojový materiál se podobal pozemskému (McSween, 1987). Složení parentálního magmatu u meteoritu Chassigny by mohlo odpovídat bazaltickým trachyandezitům, popř. středně alkalickým pozemským horninám s normativním hyperstenem a obsahem magmaticky vázané vody 0,4 – 2 hm. %. Tato frakcionace může indikovat fyzickou bariéru při výstupu magmatu ve vyšších vrstvách, z čehož lze usuzovat na hloubku

či mocnost kůry (hranice kůra – plášť) kolem 70 km (Nekvasil a kol., 2003). Obsah Fe^{3+} v minerálech SNC meteoritů pomocí Mösssbauerových spekter sledoval Dyar (2003). Přítomnost Fe^{3+} v olivínu či pyroxenu však může být vysvětlena spíše dehydrogenací než oxidací, což rovněž odpovídá nízké aktivitě kyslíku. Při hledání zdrojových oblastí pro SNC zatím nebyla zjištěna souvislost mezi SNC a tmavými oblastmi Marsu (Hamilton a kol., 2003), TES měření však poukazují na nízký stupeň chemického zvětrávání marsovského povrchu. Nedostatek výrazně pyroxenických bazaltů svědčí o "normálním" obsahu Al v bazaltech a o tom, že celkově není kůra Marsu ochuzena o Al, na rozdíl od jeho pláště. Stanley a kol. (2011) se pokoušeli na základě analýz bazaltů z kráteru Gusev zjistit složení pláště Marsu se zaměřením na schopnost uvolnění do atmosféry takové množství CO_2, aby mohl nastat skleníkový efekt předpokládaný v období pozdního noachianu. Bazaltové formace Marsu měly původ patrně v plášti s redukčními podmínkami s přítomností grafitu, která umožňuje rozpuštění CO_2 v marsovských magmatech v závislosti na fugacitě kyslíku. Experimentální výpočty však ukázaly, že takové složení pláště však neumožňuje degazaci dostatečnou pro vytvoření skleníkového efektu, také by bylo třeba do výpočtů zahrnout další těkavé komponenty jako SO_2 a CH_4. Vulkanická aktivita v pozdním noachianu zřejmě potřebovala primitivnější složení magmat a působení vyšších teplot, které v magmatu umožňují přítomnost CO_2 a následnou degazaci za vzniku mohutného vulkanogenního skleníkového efektu. Vzhledem k tomu, že nyní je Mars studován více sondami, na orbitě či na samotném povrchu, můžeme očekávat další upřesnění geneze magmat a projevů vulkanismu na Marsu.

2. 5. Io

Nejvíce vulkanicky aktivním tělesem Sluneční soustavy je zřejmě Jupiterův měsíc Io, zkoumaný postupně sondami Voyager, Galileo, Cassini a New Horizons. Io má silikátové složení a velké Fe jádro vytvářející magnetosféru. Příčinou vulkanismu na Io je zřejmě slapový ohřev měsíce gravitačním působením Jupitera a jeho měsíců Europy a Ganymeda. Problematikou Io se zabývali např. Spencer a Schneider (1996). Spektrální data naznačila přítomnost síry, i jejích případných sloučenin s Na a K, popř. Cl_2SO_2, proto je povrch Io tak červený. Již sonda Voyager potvrdila na povrchu Io výskyt gejzírů (mezi nejmohutnější patří např. Pelee a Prométheus), které dokáží chrlit kapalný SO_2, síru a pyroklasika až do výšky 500 km. Na Io se vyskytují tedy dva typy vulkanismu – sírový a silikátový. Vyhodnocením

snímků pořízených sondou Galileo byly identifikovány štítové vulkány, přítomnost hot spots, kalder, popř. lávových jezer o teplotě 725 °C (teploty při erupcích mohou dosahovat 1300 °C) a možných láv typu pahoehoe, což je evidentně známkou silikátového, zřejmě bazaltového, možná i ultramafického vulkanismu (McEwen a kol., 1998). Na povrchu Io bylo zjištěno asi 150 činných sopek (jejich reálný počet se však odhaduje na 400), základna vulkánu Pillan Patera je široká až 400 km. Láva se vylévá do vzdálenosti desítek až stovek km, jako pozemskou obdobu této vulkanické aktivity můžeme jmenovat např. havajskou sopku Kilauea. Při průletu sondy New Horizons v roce 2007 byla zaznamenána erupce vulkánu Tvashtar s vyvržením prachových částic do výše 240 km.

2.6. Kryovulkanismus

Specifický druh vulkanismu ve Sluneční soustavě představuje kryovulkanismus (tzv. chladný vulkanismus) a to na ledových měsících Jupitera, Saturnu, Uranu a Neptunu. V Jupiterových měsících je hlavní složkou vodní led, v měsících Uranu a Neptunu může být přítomen i led metanový či amoniakový. Zatím byl sondami prokázán výskyt kryovulkanismu na Jupiterově měsíci Europa, Saturnových měsících Enceladus a Titan a Neptunově měsíci Triton. Zdroj tepla této vulkanické činnosti spočívá zřejmě radioaktivním či slapovém ohřevu ledových těles, tyto procesy spolu s objemovými změnami ledu jsou typické pro utváření jejich povrchu. Rozlišují se zde dva typy ledu: tzv. chladný led s teplotou nižší než tlakový tavný bod a teplý led, který téměř dosahuje teploty tlakového tavného bodu. Teplý led s podílem vody představuje lávu (ledovou tříšť). Nejčastějším projevem kryovulkanismu je výstup teplého ledu, ledové tříště či vody podél puklin v ledové kůře, tento materiál může být „zašpiněn“ např. silikáty. Neptunův měsíc Triton má zřejmě dusíkový vulkanismus, sondou Voyager 2 byly zaznamenány plynné erupce dusíku a jeho sloučenin (Kargel, 1994). U těles v transplutonických oblastech Sluneční soustavy (Kuiperův pás, kometární disk) by se mohl vyskytovat hydro - amoniakový vulkanismus. Zahřátím kometárních jader v blízkosti Slunce pravděpodobně probíhá obdobný „vulkanismus“ i na kometách v podobě gejzírů chrlících vodu či vodní páru s příměsí organických sloučenin. Na naší planetě v oblastech Antarktidy či Islandu také známe jevy podobné kryovulkanismu, tzv. subglaciální erupce, kdy dochází k vyvrhování ledu sopkami, což je zde zřejmě způsobeno tlakem magmatu na ledovou krustu. Více informací bychom se mohli dovědět v případě úspěšné mise sondy New Horizons, která je na cestě od roku 2006. V červenci 2015 sonda dorazila k Plutu a jeho dosud známým

měsícům Charon, Styx, Nix, Kerberos a Hydra. Postupných vyhodnocováním snímků se ukazuje, že na povrchu Pluta by mohly být kryvulkány, jejichž aktivita však není způsobena slapovými silami, ale jiným mechanismem (teplo z vnitřního radiogenního rozpadu prvků či působení tektonickcýh procesů). Nyní sonda New Horizons pokračuje k tělesům Kuiperova pásu, kam by mohla dorazit kolem roku 2019. Podezření na kryovulkanismus padlo v případě asteroidu či trpasličí planetky Ceres, jejíž zářivě bílé povrchové útvary jsou nyní zkoumány sondou Dawn.

3. Asteroidy, asteroidální meteority

3. 1. Asteroidy

Asteroidem či planetkou se obecně rozumí meteoroidní těleso větší než 100 m. Planetku neboli asteroid můžeme také definovat jako malé těleso sluneční soustavy, které nevykazuje kometární aktivitu. Hlavní pás planetek se nachází mezi Marsem a Jupiterem, v rozmezí vzdálenosti 1,52 – 5,20 AU. V raných obdobích vývoje Sluneční soustavy kondenzovaly planetesimály, které rostly rychleji na drahách dnešních velkých planet než v oblasti tzv. hlavního pásu. Již dorostlé velké planety ovlivnily svou gravitací vzájemné rychlosti velkých asteroidů a místo dalšího měkkého spojování a vzniku další planety docházelo k tvrdým kolizím a rozbíjení za vzniku menších těles. Tato fáze měla nejrychlejší průběh na začátku, dokud se množství planetek v hlavním pásu nesnížilo – v současnosti je již kolizní vývoj velmi pomalý. Většina planetek nedosahuje takových rozměrů, aby byl jejich tvar kulový. Tvar planetek závisí na poměru gravitace a soudržnosti jejího materiálu, kritický rozměr, při kterém se materiál s hustotou 3000 kg/cm^3 může zformovat do tvaru koule, je asi 300 km. Planetky mohly vzniknout akumulací původně menších kusů a díky malým setkávacím rychlostem se neroztříštily, ale spojily do jednoho objektu. Pravděpodobnější ale je, že se po počátečním rozpadu tělesa jednotlivé fragmenty opět gravitačně „přitáhly“, vzhledem k tomu, že vzájemné rychlosti planetek jsou příliš vysoké na to, aby se po nárazu spojily po společné dráze. Většina planetek není zřejmě kompaktním tělesem, ale tzv. „rubble – pile“ (doslova „hromada suti“), tzn. shlukem menších kusů držících pohromadě gravitací. Výjimku tvoří Vesta a zřejmě také Eros a Lutetia, jejichž povrchové struktury (rýhy) poukazují na jejich kompaktní vnitřní stavbu. Planetky typu „rubble - pile“ bývají pokryty regolitem, takže jejich povrch vypadá jako kompaktní, předpokládá se, že většina z nich patří do skupiny blízkozemních planetek NEA (Near Earth Asteroids). Obecným faktem je, že všechny planetky s rozměrem menším než 100 km jsou fragmenty původních větších těles. Nedávno se zjistilo, že některé planetky mají „ocas“, i když se v žádném případě nejedná o kometární aktivitu. Vlivem rychlé rotace (či impaktu menšího tělesa) dochází k uvolňování prachu z povrchu tělesa, který vlivem Slunce pak vytváří takové ohony. Rozmístění planetek ve sluneční soustavě není náhodné, dle jejich pozice je dělíme do několika skupin. Jedná se o již zmíněné planetky NEA, jejichž počet je v řádu tisíců. Je jim věnována náležitá pozornost, protože představují potenciální riziko ohrožení naší planety. NEA můžeme dále rozdělit do

podskupin dle nejznámějších členů – Amor, Apollo, Atéňané. Většina nalezených planetek patří do tzv. hlavního pásu asteroidů mezi Marsem a Jupiterem. V jejich rozmístění je ovlivňuje gravitace Jupiteru, kdy pozorujeme tzv. Kirkwoodovy mezery, kdy oběžná perioda planetek je v poměru malých čísel vzhledem k oběžné době Jupiteru a tyto oblasti jsou kvůli gravitačním rezonancím s Jupiterem nestabilní. Tzv. Trojané obíhají po podobné dráze jako Jupiter, ale předbíhají jej nebo se za ním opožďují přibližně o 60° (nacházejí se v okolí Lagrangeových bodů L4 a L5). V těchto místech se vyrovnají gravitační síly Slunce a planety a dojde k uzamčená a stabilizaci drah těchto planetek. Existují také trojané v obdobné pozici u planety Neptun, dále v Kuiperově pásu za Neptunem a také v hlavním pásu asteroidů.

U některých planetek, např. Ida a Eugenia byly objeveny jejich vlastní měsíce. Podle podobnosti některých drah planetek a periodických komet se usuzuje na jejich vývojovou souvislost. Planetky blíže Slunci bývají přeměněné, zatímco ty ve vzdálenějších částech Sluneční soustavy mají spíše původní složení. Změna složení je způsobena srážkami, zahřátím díky rozpadu radionuklidů (důležité zejména pro větší asteroidy) či tepelnou indukcí (zřejmě způsobena silným tokem plazmy od Slunce). Všechny planetky hlavního pásu musely projít obdobím kosmického bombardování, a proto mají své kolizní rodiny. Kupříkladu rodina planetky Vesta čítá přes 16 tisíc členů. Výjimkou je Ceres, u které její kolizní rodinu neznáme, je možné, že díky energii z impaktů její členové „vysublimovali“.

Níže je uvedeno členění asteroidů do tříd na základě spektroskopických dat (Gaffey a kol., 1993; Lodders a Fegley, 1998):

Primitivní asteroidy

C - uhlíkaté asteroidy (asi 75 % všech asteroidů), jsou velmi tmavé (albedo 0,03), spektra jsou podobná uhlíkatým chondritům třídy CI, CM, obsahují hydratované silikáty, fylosilikáty, jílové minerály, organické sloučeniny

D – vnější pás asteridů (např. Trojané), nízké albedo, zřejmě silikátový materiál bohatý na sloučeniny uhlíku, s výskytem vodního ledu, hydratovaných silikátů

K – nízké albedo, odpovídá CV a CO chondritům, tento typ vyčlenil Bell (1988) z členů třídy S, obsahují olivín, pyroxen, uhlík

P – vnější pás, nízké albedo, silikáty s příměsemi organických sloučenin a ledu – může být podobný materiálu Halleyovy komety

Q – vnitřní pás, asteroidy kříží dráhu Země nebo se k ní přibližují, složení podobné chondritům H, L, LL (olivín, pyroxen, příměs Ni železa), jedná se o chondritické zdroje s krátkou životností (10^6-10^8 let), patrně jsou doplňovány z pásu asteroidů, jsou složené z olivínu, nízkovápenatého pyroxenu, možná obsahují kovové železo

Přeměněné asteroidy (kde proběhla tepelná metamorfóza)

B – podtyp třídy C (liší se v absorbci UV záření), má vyšší albedo než třída C, s hydratovanými silikáty a jíly, opakním mateiálem

F – podtyp třídy C (odlišná absorbce UV záření) - hydratované silikáty

G – podtyp třídy C, vyskytují se zde hydratované slikáty (mimo asteroid Galia), fylosilikáty - patřila sem např. i Ceres, nyní překlasifikovaná na trpasličí planetu

T – vzácný typ vnitřního pásu o neznámém složení, byla zaznamenána přítomnost troilitu (Britt a kol., 1992), možná kovového železa, zřejmě se podobá třídám P, D, popř. alterovanému materiálu třídy C

Zřejmě kompletně přetavené asteroidy

A – vnitřní pás asteroidů, zřejmě představují diferencovaný plášťový materiál, meteoritickým analogem jsou olivínové achondrity nebo pallasity, obsahují olivín, kovové železo

E – vnitřní pás, vyšší albedo než u tříd M a P, achondrity s enstatitem, kovovým železem, možná souvislost s aubrity

M – vnitřní pás, Ni -Fe asteroidy (i se silikáty), zřejmě zbytky kovového jádra, vyšší albedo

R - vnitřní pás, zřejmá přítomnost olivínu, nízkovápenatého pyroxenu, možná plagioklasu, planetka 349 Dembowska představuje patrně plášťový fragment tělesa podobného Vestě, jedná se patrně o přechod mezi typem A a V

S – vnitřní pás, sem náleží asi 17 % asteroidů, s obsahem olivínu, nízkovápenatého pyroxenu, niklového železa, popř. spinelu

V - spektra jsou velmi podobná bazaltickým achondritům, ukazují na přítomnost nízkovápenatého pyroxenu s Fe, popř. pigeonitu, plagioklasu, popř. olivínu

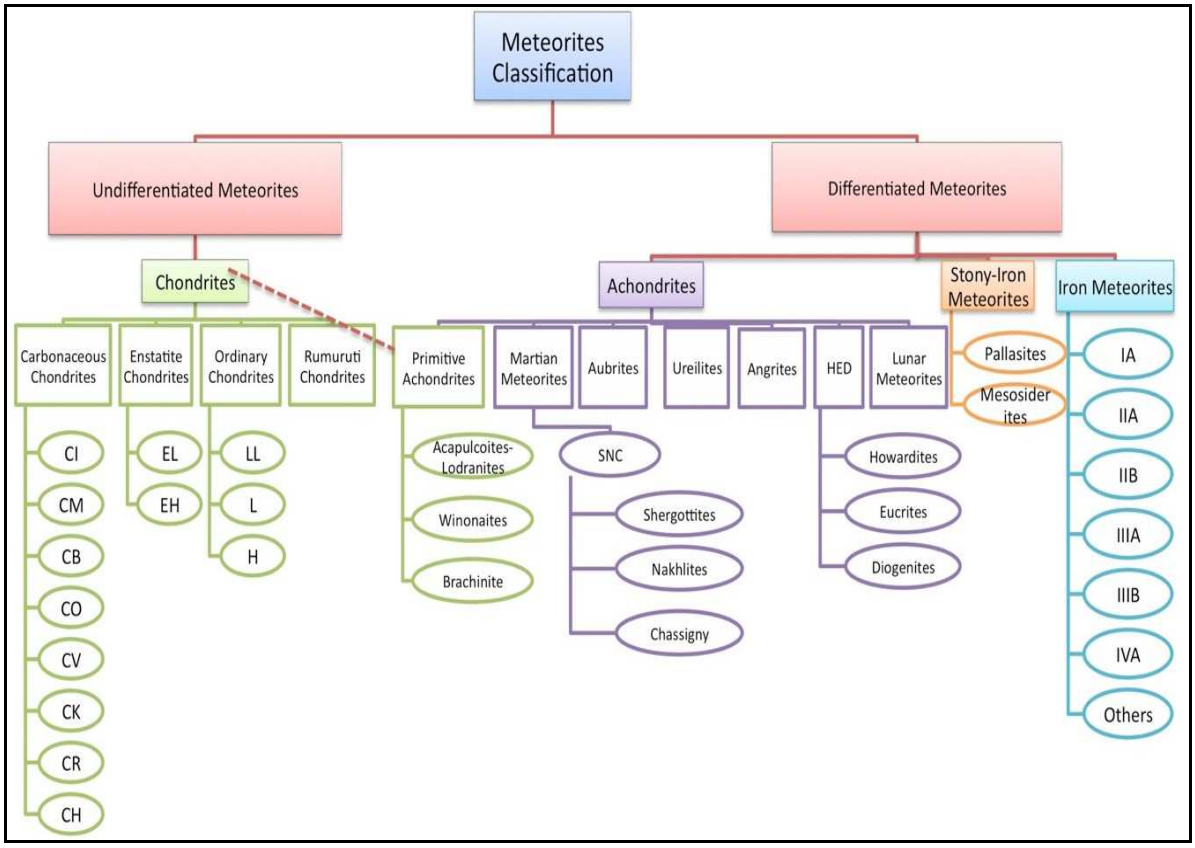
J - subtyp třídy V (Binzel a Xu, 1993) – liší se nižším obsahem Ca v pyroxenech, obsahují plagioklas

Z – zatím ještě není vyjasněna charakteristika této třídy, předpokládá se složení kůry z organického materiálu a silikátového prachu, představitelem může být 5145 Pholus

Povrch planetek (i ostatních vesmírných těles) bývá z větší části pokrytý regolitem, vzniklým při kosmickém zvětrávání a dopadech drobných těles, které narušují povrch planetky. Vzniká tak směs prachu a drti, která zahlazuje povrchové nerovnosti. U planetek hlavního pásu je tento proces výraznější než např. u Měsíce, protože zde dopadá na povrch tělesa více materiálu.

3. 2. Asteroidální meteority

V obr. 2. je uvedena dnešní, celosvětově přijímaná klasifikace všech typů meteoritů, založená nejen na strukturních znacích a minerálním složení jako např. Rose (1863), ale i na genezi.



Obr. 2. Současná klasifikace meteoritů (zdroj: http://www.lpi.usra.edu/meteor/index.php)

Meteority se zde dělí na dvě základní skupiny - nediferencované (chondrity a primitivní achondrity) a meteority diferencované (achondrity, železné a železokamenné meteority, u jejichž vzniku hrály roli procesy diferenciace, vznikaly na vyvinutějších tělesech). Vzhledem k zaměření tématu práce je brán zřetel na skupinu asteroidálních achondritů (tab. 2.) a v ní potom na meteority HED, potažmo eukrity.

Achondrity

Skupina	Pravděpodobný původ	Minerální složení	Symbol	Typový meteorit/lokalita
Měsíční	Měsíc	Bazalty, regolit	LUN	ALH 81005 / Antarktis
Shergottity	Šokové bazalty Marsu	Minerály bazaltů	SHE	Shergotty / Indie
Nakhlity	Plutonity Marsu	Diopsid – olivín	NAK	Nakhla / Egypt
Chassignity	Plutonity Marsu	Olivín	CHA	Chassigny / Francie
Akapulkoity	Přetavené chondrity	Olivín, pyroxen	ACAP	Acapulco / Mexico
Lodranity	Vyšší stupeň tavení než ACAP	Olivín, pyroxen	LOD	Lodran / Pákistán
Winonaity	Ultrametamorfóza chondritů	Podobné ACAP	WIN	Winona / Arizona
Diogenity	Plutonity Vesty	Hypersten	DIO	dle řeckého filozofa Diogena
Eukrity	Bazaltová kůra Vesty	Anortit – pigeonit	EUC	"eukritos"- dobře poznatelný
Howardity	Regolit Vesty	Směs min. eukritů a diogenitů	HOW	dle vědce E. Howarda
Angrity	Asteroidální bazalty	Olivín, pyroxen, plagioklas	ANGR	Angra dos Reis / Brazílie
Aubrity	Přetavené E – chondrity	Enstatit	AUB	Aubres / Francie
Ureility	Tavení C-chondritového tělesa	Olivín, pigeonit	URE	Novy Ureii / Rusko
Brachinity	Asteroidy typu A nebo S	Olivín	BRACH	Brachina / Austrálie

Tab. 2. Klasifikace achondritů (podle Norton, 2002 – upraveno)

Primitivní achondrity (akapulkoity a lodranity, winonaity) mají složení blízké chondritům, avšak zřejmě prošly procesem tavení. Mezi čistě asteroidální achondrity, které prošly zřejmě složitějším vývojem, jsou zařazeny kromě třídy HED, tj. howarditů, eukritů a diogenitů, dále angrity, aubrity, ureility a brachinity (Rubin, 2002). Z těchto doposud známých asteroidálních achondritů mají bazaltový charakter pouze eukritové bazalty a angrity.

Primitivní achondrity – acapulkoity a lodranity, winonaity

Primitivní achondrity představují vzácné typy meteoritů, které mají strukturu achondritů, avšak chemismus odpovídá chondritům. Řadí se sem winonaity, silikátové komponenty (inkluze) některých železných meteoritů, acapulkoity a lodranity. Podle převládajících názorů vznikly ultrametamorfózou chondritů či jako reziduum nízkého parciálního tavení malých těles. Experimentálně se zabývali změnami chemismu primitivních achondritů během redukčního parciálního tavení Ford a kol., (2004).

Acapulkoity a lodranity se minerálním složením podobají obyčejným chondritům (ortopyroxen, olivín, Cr-diopsid, Na-plagioklas, niklové železo, troilit, chromit, fosforečnany apod.). Strukturně i v chemismu minerálů se ovšem liší, a to i mezi sebou. Akapulkoity obsahují více ortopyroxenu než olivínu, zastoupení plagioklasu a troilitu odpovídá obyčejným chondritům. Typový člen Acapulco má jemnozrnnou strukturu. Lodran je naopak hrubozrnný

- lodranity mají více olivínu a oproti chondritům jsou ochuzeny o troilit a plagioklas. Speciální „mezičlen“ představují meteority typu EET 84302, ochuzeného pouze o troilit, které mají střední zrnitost. Obě skupiny mají v mafických minerálech vysoký podíl Mg složky. Stáří se pohybuje kolem 4,5 Ga s expoziční dobou 5,5 - 7 Ma (McCoy a kol., 1996). Podle většiny autorů vznikly akapulkoity a lodranity v raném období historie Sluneční soustavy převážně během procesů parciálního tavení, chladnutí a metamorfózy. Poté byly během impaktu (5,5 – 7 Ma) vyvrženy z jejich mateřského tělesa.

Winonaity jsou mineralogickým složením podobné akapulkoitům, ale jsou více redukované, obsahují i minerály typické pro enstatitové chondrity. Podíl FeO v pyroxenech je menší než v akapulkoitech, další studie potvrzují předešlé předešlé zjištění, že winonaity prodělaly vysokou metamorfózu (Chikami a Miyamoto, 2000). Floss a kol. (2003), na základě sledování obsahu stopových prvků lze odhadují, že díky metamorfním procesům a brekciování je obtížné vysvětlit vznik některých winnonaitů parciálním tavením.

Asteroidální achondrity – angrity, aubrity, ureility, brachinity

Angrity

Studiem angritů se zabývali např. Jurewicz a kol. (2004). Angrity spolu s eukrity reprezentují bazaltický vulkanismus asteroidů. Angrity jsou bazalty vyloženě podsycené SiO_2, s neobvyklým minerálním složením (Ca bohatý olivín, kirchsteisit, fassaitický pyroxen, plagioklas bez obsahu Na komponenty) s velmi nízkým obsahem alkálií. Zřejmě prodělaly pouze lehkou metamorfózu bez intezivního brekciování a díky vysokému stáří jsou svědky raných procesů Sluneční soustavy. Experimentální studie naznačují, že angrity zřejmě pocházejí z devolatilizovaného CV chondritického materiálu typu Vigarano (Jurewicz a kol., 1993 in Jurewitz a kol., 2004).

Aubrity

Jsou to většinou brekciované pyroxenity (složené převážně z enstatitu chudého FeO a přítomným plagioklasem, diopsidem a forsteritem) vznikly ve velmi redukčních podmínách, kdy obvykle silikátotvorné prvky vytváří rozličné sulfidy. Fe-komponenta v normálních enstatitech je úplně redukována na kovové železo (zde se vyskytuje s neobvyklou příměsí Si). Předpokládáme-li, že vznikly tavením materiálu enstatitových chondritů, pak nutně postrádáme doplňující bazalty (mohly uniknout buď prudkou erupcí z povrchu tělesa či vlivem impaktové aktivity). Problematikou parciálního tavení aubritů se zabývali McCoy

a kol. (1999). Experimentálně se např. ukázalo, že k mobilitě kovu a jeho segregaci od silikátové složky (vznik kovového jádra v tělese) postačí pouze 20% natavení namísto předpokládaných 50 %. Přítomný sulfid oldhamid krystalizoval z taveniny bohaté na síru a ne z původní mlhoviny. Předpokládá se, že mateřským tělesem aubritů by mohla být planetka 3103 Eger, zástupce spektrální třídy E, eventuelně 64 Angelina (Burbine, 2000). Diskutovala se také možná souvislost mezi aubrity a planetou Merkur.

Ureility

Zatím záhadnou skupinu achondritů představují ureility. Tyto ultramafické horniny, tvořené olivínem (Fo_{74-95}) a pyroxenem (pigeonit, augit, ortopyroxen), za přítomnosti niklového železa, troilitu, chromitu apod. Monomiktní ureility neobsahují plagioklas (Mittlefehldt a kol., 1998). Ve struktuře ureilitů mají idiomorfní zrna olivínu (s obsahem Ca, Cr) a pyroxenu velikost asi 1 mm, mezery vyplňuje uhlíkatá hmota (obsahy uhlíku ve formě grafitu, lonsdaleitu či diamantu se pohybují kolem 7 hm. %). Na styku pyroxenu či olivínu s uhlíkovou matrix dochází k redukci Fe^{2+} ze silikátů a vzniku lemu kovového železa, okraje minerálů tak zůstávají obohacené Mg. Zatím nebyly zaznamenány komplementární horniny ureilitů (tzv. ureilitické bazalty) a jejich pozice, zda zastupují promitivní či diferencovaný materiál Sluneční soustavy, je nevyjasněná. Absence plagioklasu, „superchondritový“ poměr Ca/Al či ochuzení o inkompatibilní litofilní prvky jsou známky vysokoteplotních magmatických procesů. Chemické rovnováhy mezi olivínem a pyroxenem ukazují na pomalé chladnutí v podmínkách vysoké teploty. Ureility jsou zajímavé zejména kvůli vysokým obsahům vzácných plynů v uhlíkatých fázích, jejich přítomnost předpokládá magmatismus v uzavřeném systému. Díky vysokým obsahům siderofilních prvků se usuzuje na to, že redukční procesy probíhaly za nebulárního či až planetárního stadia vývoje naší soustavy. Podle studií Hudona a kol. (2004) prodělaly ureility redukci nadvakrát: k první redukci došlo během zahřátí jejich mateřského tělesa (zaznamenáno uvnitř olivínových krystalů), další redukční proces (lemy kolem olivínových zrn) nastal zřejmě během impaktu.

Brachinity

Tato rovněž vzácná skupina meteoritů má ultramafické složení - převážně z olivínu (dunitické wehrlity), s nízkými obsahy augitu, chromitu, Fe-sulfidů, fosfátů a niklového železa. +/- plagioklas – s intersticiálním uspořádáním. Olivín (Fo_{65-70}) je poměrně homogenní. Brachinity minerálním složením přesně neodpovídají chondritům (převaha klinopyroxenu nad

ortopyroxenem). Warren a Kallemeyn (1989) na základě uspořádání olivínů upřednostňují kumulátový model (např. ALH 84025 jako olivínový heteroadkumulát a Brachina jako ortokumulát). Podle chronologických údajů mají brachinity vysoké stáří, radiometrickou metodou Sm - Nd (Bogard a kol., 1983) bylo zjištěno u Brachiny stáří 4,61 Ga. Petrologické a geochemické niance mezi jednotlivými brachinity znamenají i odlišnou genezi. Pocházejí zřejmě z diferencovaného asteroidu (Mittlefehldt a kol., 2003).

Shearer a kol. (2010) popsali antarktický nález netypických felzických achondritů Graves Nunatak 06128 a 06129 (GRA), které zřejmě geneticky souvisejí se skupinou brachinitů a mohou představovat produkty raného vysokoteplotního tavení tělesa (4565.9 ± 0.3 Ma) se složením obdobných jako mateřské těleso brachinitů. GRA 06128 a GRA 16129 jsou bohaté Na-plagioklasem (oligoklas). Tyto horniny mohou reprezentovat sérii vysokoteplotních procesů na asteroidech: 1. tavení a částečná extrakce nízkoteplotních Fe-Ni-S taveniny, 2. nízký stupeň nerovnovážného parciálního tavení Na a alkáliemi bohatého chondritického tělesa s vmísením zbylé Fe-Ni-S taveniny, 3. díky zvýšení obsahu volatilních koponent vznik Na bohaté taveniny s vysokým obsahem normativního plagioklasu, 4. její konečné „usazení“ a akumulace plagioklasu a fosfátů, 5. subsolidová reekvilibrace mezi 962 – 600 °C, 6. nahrazení merrillitu a pyroxenu Cl-apatitem jako výsledek interakce mezi magmatickými minerály a Cl bohatou reziduální taveninou. Obsahy stabilních izotopů svědčí o zachování původních extraterestrických obsahů volatilních komponent. Vzorky GRA 06128 a GRA 16129 patrně poskytují důkazy o tom, že ve vývoji asteroidálních těles mohl hrát významnou roli krom mafického (nejčastěji) bazaltového či ultramafického vulkanismu i vulkanismus felzický.

4. HED meteority a jejich geneze

4. 1. Charakteristika meteoritů HED

Achondrity třídy HED představují howardity eukrity a diogenity. Původ těchto meteoritů se pokusili objasnit Duke a Silver (1967), kteří považovali eukrity za materiál měsíčních moří vyvržený během impaktu, jež byl posléze zachycen Zemí (po získání měsíčních vzorků díky misi Apollo 11 byla tato teorie vyvrácena). Avšak jejich předpoklad, že zdrojem HED meteoritů bude zřejmě velké těleso, podpořil další teorii, kde je již považován za mateřské těleso HED asteroid Vesta (Consolmagno a Drake 1977; Drake, 1979). Howardity obsahují směs diogenitů a eukritů, což naznačuje společný původ z jednoho mateřského tělesa, stejně jako měření izotopů kyslíku (Clayton a Mayeda, 1996), také obsahy Fe a Mn v pyroxenech se liší od pozemských i měsíčních pyroxenů (Papike, 1998). V tab. 3 je uvedena klasifikace meteoritů HED se zaměřením na skupinu eukritů (Takeda, 1997), klasifikace howarditů, polymiktních eukritů a polymiktních diogenitů je obsažena v práci Delaneyho a kol. (1997).

Diogenity - monomiktní nebo nebrekciovité achondrity s ortopyroxeny a olivíny	
Eukrity - pyroxen-plagioklasové achondrity	
nekumulátové eukrity	
Ekvilibrované	hlavní skupina, typ Juvinas - pyroxeny bez zonálnosti, s odmíšenými lamelami dle (001)
	typ Stannern / Nuevo Laredo
Neekvilibrované	typ Pasamonte - povrchový, lávový typ (zonální pyroxeny bez odmíšených lamel)
kumulátové eukrity	
	typ Binda - Ca pyroxen s odmíšenými lamelami dle (100)
	typ Moore County - pigeonit je částečně přeměněn na ortopyroxen
polymiktní eukrity - polymiktní brekcie diogenitů a eukritů, podíl ortopyroxenů < 10%	
Howardity - polymiktní brekcie z diogenitů a eukritů, podíl ortopyroxenů > 10%	

Tab. 3. Klasifikace achondritů HED (upraveno dle Takedy, 1997).

Diogenity

Diogenity představují plutonické horniny (ortopyroxenity), tvořené převážně ortopyroxenem, (En_{72-76}), s akcesorickým olivínem, plagioklasem, spinelem a kovovým Fe. Obvykle jsou hrubozrnné a brekciované, většina diogenitů obsahuje fragmenty eukritového složení a představují polymiktní materiál. Představují kumulátové produkty frakční krystalizace magmatu o průměrném složení (v obj. %) – 92,2 % ortopyroxenu, 4,2 % olivínu, 1,2 % klinopyroxenu, 0, 9 % chromitu, 0,4 % plagioklasu, 0,1% tvoří kovová složka Fe-Ni, 0,6 % troilitu a 0,4 % fáze SiO_2 (Bowman a kol., 1997). Většina diogenitů (stejně i eukritů) prošla metamorfními procesy (ekvilibrace), což znamená ztrátu původní magmatické zonálnosti u jejich pyroxenů a plagioklasů (např. Takeda a Graham, 1991). Diogenity vznikaly patrně v hlubších částech (plášť) mateřského tělesa HED. Vrstevnatý model mateřského tělesa HED (Takeda, 1997) udává sekvenci nejhlouběji situovaných diogenitů, v nadloží postupně pak kumulátových eukritů, dále obyčejných – ekvilibrovaných eukritů, neekvilibrovaných eukritů a nakonec howarditů. Na základě složení olivínů u diogenitu NWA 1459 bylo zjištěno, že obsah Fe v plášti mateřského tělesa HED se s hloubkou zvyšuje (Irving a kol., 2003). Specifický diogenit Johnstown díky odlišnému složení (obsahuje pyroxeny s nižším obsahem Ca) patrně reprezentuje podtřídu J u V - typů asteroidů Binzel a Xu (1993).

Odhad rychlosti chladnutí u diogenitů na základě uspořádání Fe^{2+}- Mg v ortopyroxenech tj. ~50 °C/1000 let (Zema a kol., 1997) je vyšší než pro kumulátové a nekumulátové eukrity, přestože diogenity jsou situovány v hlubších částech mateřského tělesa HED než eukrity. Zema a kol. (1997) také proto odhadují, že tato rychlost chladnutí neodpovídá podmínkách mateřského tělesa HED (zřejmě asteroid Vesta), ale spíše již samostatným vyvržených fragmentům tohoto tělesa.

<u>Nejznámější zástupci diogenitových meteoritů</u>

monomiktní - Johnstown, Tatahouine, Bilanga

polymiktní - NWA 1239, NWA 1648, NWA 2047

olivínové - NWA 1459, GRA 98108, EETA 79002

Eukrity

Nejčastější nálezy z meteoritů HED jsou eukrity, jež známe většinou ve formě monomitních brekcií (s jedním typem litologie), méně pak jako nebrekciované bazalty, vzácnější typy jsou eukrity kumulátové a polymiktní (více odlišných litologií). Představují jedny z nejstarších meteoritů (dle obecně udávaných radiometrických dat 4,54+/-0,02 Ga). Zřejmě vznikly během magmatických procesů proběhlých 30+/-20 Ma po nejstarší zaznamenané události Sluneční soustavy (vznik refraktorních částic uhlíkatého chondritu Allende).

Příklady zástupců eukritových meteoritů

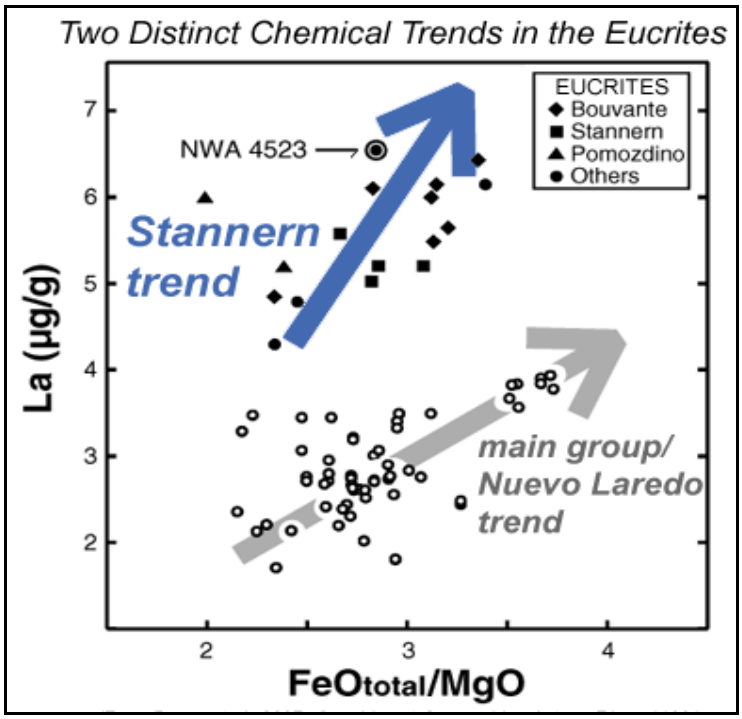
eukritové bazalty	- ***hlavní skupina*** – Juvinas, Sioux County, Camel Donga, Agoult
	- ***Nuevo Laredo*** *trend* - Nuevo Laredo, Lakangaon, Igdi
	- ***Stannern*** *trend* - Stonařov, Ibitira, Bouvante
gabrové kumuláty	- Moore Co, Binda, Talampaya
polymiktní eukrity	- Millbillillie, Pasamonte, Smara

Eukritové bazalty jsou tvořené převážně pyroxenem (pigeonit + augit - 60%) a Ca - plagioklasem (35%), zbytek je tvořen akcesoriemi (kristobalit, tridymit, křemen, chromit, ilmenit, troilit, kovové železo), hydratované fáze nejsou přítomny. Struktura může být hrubozrnná až jemnozrnná, kryptokrystalická až afanitická, subofitická, variolitická či intersertální. Některé vzorky meteoritů rekrystalizovaly za vzniku jemnozrnných granulitických struktur – jedná se o tzv. metamorfované bazalty (např. Yamaguchi a kol., 1997). Některé vzorky vykazují znaky šokové metamorfózy. Eukritové bazalty jsou poměrně bohaté na Fe, což vykazují i jejich pyroxeny (Takeda a Graham, 1991). Byly zjištěny minimálně 3 typy jejich zonálnosti (zóny Mg-pigeonitu a ferroaugitu). Většina pyroxenů je složena z Fe-pigeonitu s exsolučními lamelami ferroaugitu. Primárním pyroxenem je Fe-pigeonit, který bývá přeměněn na augit (popř. ferroaugit) subsolidovými exsolučními procesy za vzniku typických exsolučních lamel podle (001). Plagioklasy mají složení bytownit až anortit, s nízkými obsahy K_2O (0,2 - 0,3 hm. %), u eukritů typu Stannern a Nuevo Laredo byly zjištěny obsahy vyšší. Ilmenit a chromit jsou přítomny běžně, vzácně se vyskytuje olivín s obvykle vysokým obsahem Fe v slabě metamorfovaných eukritových bazaltech (Mittlefehldt a Lindstrom, 1993). Podobně jako měsíční i marsovské meteority jsou eukrity značně bohaté Fe v porovnání s nízkým obsahem Ti a P. Většina eukritových bazaltů prošla různými stupni ekvilibrace, tj. tepelnou metamorfózou (zejména během uplatnění tepelných

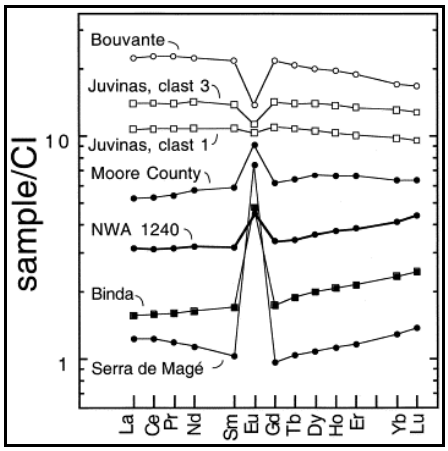
procesů na mateřském tělese). Takeda a kol., (1976), Reid a Barnard (1979) rozdělili bazaltické eukrity na ekvilibrované (většina bazaltických eukritů) a neekvilibrované, které se vyskytují velmi vzácně. Klasifikace a metamorfní sekvence jsou definované na základě charakteristiky pyroxenů a zachování jejich primární magmatické zonálnosti (Takeda a Graham, 1991). Bylo vyčleněno 6 metamorfních stupňů, z nichž pro neekvilibrované eukrity platí stupně 1 až 3, eukrity s metamorfními stupni 4, 5 a 6 jsou považovány za ekvilibrované. Nejnižší, tj. první stupeň metamorfózy, indikuje přítomnost původní zonálnosti v pyroxenech - pigeonitech, s velmi jemnými (<0.1μm) exsolučními lamelami. Nejvyšší metamorfní stupeň (typ 6) mívá v pyroxenech exsoluční lamely silné až několik μm, zonálnost zcela chybí a původní pigeonit je téměř přeměněn na ortopyroxen. Někdy se ještě vyčleňuje speciální typ 7 (Yamaguchi a kol., 1996). Příkladem může být neekvilibrovaný eukrit Pasamonte, který má zonální pyroxeny, ale tato zonálnost je způsobena patrně postmagmatickými metasomatickými procesy a obohacením o Fe (Schwartz a kol., 2002).

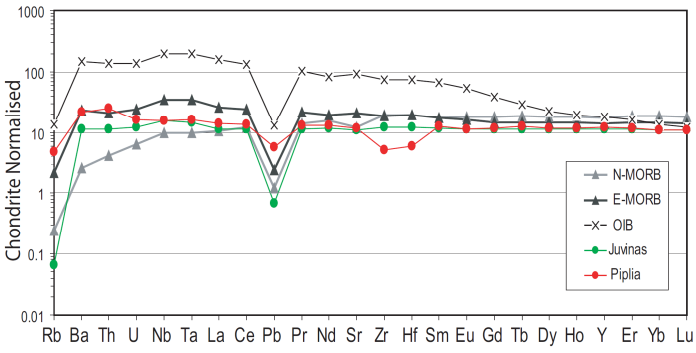
Bazaltické eukrity vykazují negativní Eu anomálii (obr. 4), což znamená ranou krystalizaci a oddělení plagioklasu, pro celkové složení je typický index hořečnatosti mg# 30 – 40. Na základě průběhu standardizovaných křivek pro REE lze vidět podobnost s pozemskými E-MORB bazalty (obr. 5). Jak magmatické struktury, tak i celkový chemismus nasvědčují, že tyto eukrity vznikly jako bazaltové výlevy či intruze ve svrchních částech kůry jejich mateřského asteroidálního tělesa.

Od bazaltických eukritů hlavní skupiny (někdy nazvané jako typ Juvinas) byly na základě zastoupení hlavních prvků Mg a Ti, popř. stopových prvků (Sm) vyčleněny eukritové trendy Nuevo Laredo a Stannern (Stolper, 1977; Barrat, 2007), kdy eukrity typu Stannern jsou považovány za produkt parciálního tavení, zatímco eukrity hlavní skupiny a typu Nuevo Laredo vznikly frakcionací (obr.3).



Obr. 3. Poměry La versus FeO/MgO u eukritů Barrat a kol. (2007) rozlišují typ Stannern trend (parciální tavení) a hlavní skupinu/ typ Nuevo Laredo (frakcionace).





Obr. 4 a 5. obr. vlevo - zastoupení REE v eukritech (Barrat a kol., 2003, 2007) – hlavní eukritovou skupinu zastupuje meteorit Juvinas, typ Stannern meteorit Bouvante, kumulátové eukrity Moore County, Binda a Serra de Magé, obr. 5 vpravo – pro porovnání typické průběhy REE a dalších prvků u pozemských MORB bazaltů (Shukla a kol., 2015)

Eukrity typu Nuevo Laredo

Považují se za produkt reziduálních tavenin v hlubších částech kůry mateřského tělesa, jejich rysy vykazují příbuznost s kumulátovými eukrity. Na rozdíl od eukritů typu Stannern (vzniklých zřejmě parciálním tavením) se při vzniku eukritů typu Nuevo Laredo a eukritů hlavní skupiny se uplatnil proces frakcionace, jak je vidět z obr. (Barrat a kol., 2007). Spolu s eukrity typu Stannern má eukritový typ Nuevo Laredo zvýšené obsahy draslíku a oba typy jsou geochemicky i petrologicky rozlišitelné od běžných eukritových bazaltů.

Eukrity typu Stannern

Tato skupina bazaltických eukritů nese jméno podle zatím jediného nálezu eukritu a vůbec achondritu v České republice. Jedná se o eukrit Stonařov („Stannern“), který dopadl 22. května 1808 u moravského městečka Stonařov (okres Jihlava) jako déšť meteoritů o 200 až 300 kusech o váze několika gramů až kg. Dva z nich jsou např. součástí sbírek Muzea Vysočiny v Jihlavě, dalších 6 kusů je uloženo v Národním muzeu v Praze. Moderní petrologickou charakteristiku meteoritu Stannern provedl Engelhardt (1963), který rozlišil jeho dvě odlišné struktury – ofitickou a brekciovitou. Chemismus pak kompletně studovali Kitts a Lodders (1998) s výsledným zařazením eukritu Stannern mezi brekciovité monomiktní nekumulátní eukrity. Hlavní minerální složení eukritu Stannern sestává dle těchto autorů z pyroxenu $En_{35}Fs_{48}Ws_{15}Rh_{02}$ a živce $An_{85}Ab_{14}Or_{01}$, vypočítaná hustota celé horniny činí 3,2 g/cm^3. Podle Irelanda a Bukovanské (1992), Bukovanské a kol. (1998) a Bukovanské (2008) má ortopyroxen složení $En_{35}Fs_{63}Wo_{02}$, pigeonit $En_{31}Fs_{57}Wo_{12}$ a klinopyroxen $En_{31}Fs_{41}Wo_{28}$. Dalšími minerály jsou tridymit, chromit (bohatý ulvöspinelovou složkou), ilmenit, zirkon, slitina Ni-Fe, troilit a whittlockit. Podle obsahů a poměrů izotopů U a Pb ve vzácně se vyskytujících zirkonech bylo těmito autory iontovou mikrosondou SHRIMP určeno stáří meteoritu Stannern na 4550 +10 Ma. V hornině byl detekován cca 4 % podíl částečně nataveného materiálu (Consolmagno a Drake, 1977). Živce mají oproti ostatním eukritům větší množství draselné složky (Birck a Allegre, 1978). Newsom a Drake (1982) charakterizovali Stannern jako frakcionovaný eukrit, odvozený od materiálu asteroidu s velmi nízkým obsahem kovů. Na základě těchto odlišností od ostatních eukritů (Ikeda a Takeda, 1985) se tento meteorit stal typovým pro novou skupinu eukritů – typ „Stannern“, kam byly poté zařazeny i další podobné meteority. Petrologií eukritů typu „Stannern“ se nově zabývali Gardner a Mittlefehldt (2004), kteří navrhli dvě krystalizační fáze pyroxenu – během magmatismu a následně při erupci. Eukrity typu Stannern vznikly patrně během kontaminace taveniny hlavní skupiny eukritů taveninou vzniklou parciálním tavením kůry mateřského tělesa, což podporují obsahy inkompatibilních stopových prvků s anomáliemi Eu, Sr a Be (Barrat a kol., 2007). Do této skupiny náleží např. meteorit Ibitira, jeden z nejstarších známých eukritů, u kterého byla zjištěna neobvyklá vesikulární struktura, patrně jako následek tepelného žíhání způsobeného mohutným impaktem. Yamaguchi a kol. (2009) vyčleňují v rámci skupiny eukritových basaltů novou kategorii tzv. „reziduální eukrity“. Tyto eukrity by mohly představovat rezidua, tj. zbytek po parciálním tavení, kdy produkt tohoto tavení následně kontaminoval eukrity hlavní skupiny – Nuevo Laredo trend za vzniku eukritů typu Stannern.

Kumulátové eukrity – hrubozrnná gabra s typickou ekvigranulární strukturou se skládají převážně z nízkovápenatého pyroxenu, Ca-plagioklasu a akcesorií. Poměr zastoupení zrn pyroxenu a plagioklasu (o velikosti 0,5 až 3 mm) je téměř vyrovnaný (např. Lovering, 1975). Původním pyroxenem je pigeonit, který bývá exsolučními a jinými procesy přetvořen na hypersten, popř. na směs až 7 pyroxenových fází (Mori a Takeda, 1981). Plagioklas má zvýšený podíl Ca-komponenty narozdíl od plagioklasů bazaltických eukritů. Celkové chemické složení kumulátových eukritů je více hořečnaté (mg# 44–65) s nižším zastoupením inkompatibilních stopových prvků v porovnání s bazaltovými eukrity. Bývá pro ně typická pozitivní Eu anomálie jako následek akumulace plagioklasu (Barrat, 2004).
Některé z eukritů sepovažují za tzv. „částečné kumuláty“, které obsahují krystalové kumuláty (20 až 40 %) a podstatný podíl utuhlé taveniny (Warren a kol., 1990). Poměrně hodně kumulátových eukritů není brekciovaných, výjimkou jsou např. meteority ALH 85001, EET 87548, Medanitos. Monomiktní brekcie Pomozdino studovaná Warrenem a kol. (1990) představuje netypický Mg eukrit, se dvěma typy mafických klastů (hrubozrnné ofiticko - poikilitické a jemnozrnné granulární klasty) v jemné matrix. Kumulátový eukrit NWA 011 (Yamaguchi a kol., 2002) má odlišné zastoupení izotopů kyslíku od bazaltických meteoritů, je poměrně bohatý FeO - s obsahem ferrosilitové komponenty v pyroxenu 43 - 64 mol. % (Afanasiev a kol., 2000). Podle Palmeho (2002) může NWA 011 může představovat fragment planety Merkur, avšak vysoký podíl FeO odpovídá tělesu s malým železným jádrem narozdíl od předpokládaného velkého Merkurova jádra.

Obecně se soudí, že kumulátové eukrity pravděpodobně vznikly gravitačním usazováním nově vykrystalizovaných fází (pyroxen, plagioklas) v magmatických krbech spodních částí kůry mateřského tělesa HED.

Polymiktní eukrity – tato skupina byla nejdříve vyčleněna z antarktických sbírek meteoritů (např. Delaney a kol., 1983). Jedná se o polymiktní brekcie obsahující více než 90 % eukritového materiálu (tj. bazaltových a gabrových klastů) a méně než 10 % diogenitových klastů. Polymiktní eukrit Dar al Gani 391 popsala Šimčíková (2008). V šedé základní hmotě s příměsí skla jsou dobře patrné ostrohranné klasty bazaltů (1 - 8 mm), ojedinělý klast gabrového charakteru a sférické inkluze skla (o průměru 0,3 mm), zrna vykazují znaky slabého stupně šokové metamorfózy. Gabroidní klast tvoří bazické plagioklasy (An_{76-90}) a pyroxeny (nejčastěji ferroaugity) s lamelami ferrohyperstenového složení, bez přítomnosti olivínu. Akcesoricky se vyskytuje ilmenit, troilit, Cr bohatý spinel, fáze SiO_2. Druhý typ klastu reprezentuje bazalt s hemikrystalickou základní hmotou. Zde je nehojně přítomen

olivín ve formě porfyrických vyrostlic (Fa_{49-61}). Pyroxeny hyperstenového, pigeonitového, vzácně bronzitového složení bývají zonální, s Fe bohatšími okraji. Akcesorie zastupuje ilmenit, troilit, fáze SiO_2, chromit a vzácně zirkon.

Bazaltové klasty polymiktních eukritů obvykle mají zonální pyroxeny, zatímco pyroxeny v howarditech jsou většinou bez zonálnosti (Mittlefehldt a kol., 1998).

Howardity

Howardity jsou polymiktní brekcie obsahující úlomky eukritů i diogenitů (více než 10 %), dále minerální klasty, utuhlou taveninu a inkluze skla v jemnozrnné, troilitové či sklovité základní hmotě. Mohou se podobat lunárním brekciím a silikátovým komponentám mezosideritů. Jako zástupce této skupiny můžeme jmenovat např. meteority Kapoeta, Old Homestead 001, NWA 1182 a Luotolax. To, že howardity obsahují eukritový i diogenitový materiál, a mají s oběma skupinami podobné zastoupení izotopů kyslíku, naznačuje, že diogenity, eukrity i howardity pocházejí ze stejného mateřského tělesa (např. Clayton a Mayeda, 1996). Podle Delaneyho a kol. (1997) představují howardity střední členy sekvence - polymiktní eukrity až polymiktní diogenity, včetně monomiktních eukritů až monomiktních diogenitů. Sklovitá frakce svědčí o vzniku howarditů během impaktu, její složení odpovídá průměrnému povrchovému materiálu mateřského tělesa (Kurat a kol., 2003). Greenwood a kol. (2006) navrhli společný původ HED meteoritů a mezorideritů (železo - kamenné meteority), které mají podobné poměry izotopů kyslíku. Tuto teorii podporuje i fakt, že v howarditech byly identifikovány klasty mezosideritů (Rosing a Haack, 2004), stejně jako výskyt olivínových zrn s podobným složením a strukturou, dále geochronologie a poměry Lu/Hf a Mn/Cr a totožné složení kovového železa v mezosideritech a meteoritech HED (Greenwood a kol., 2015).

4. 2. Geneze meteoritů HED

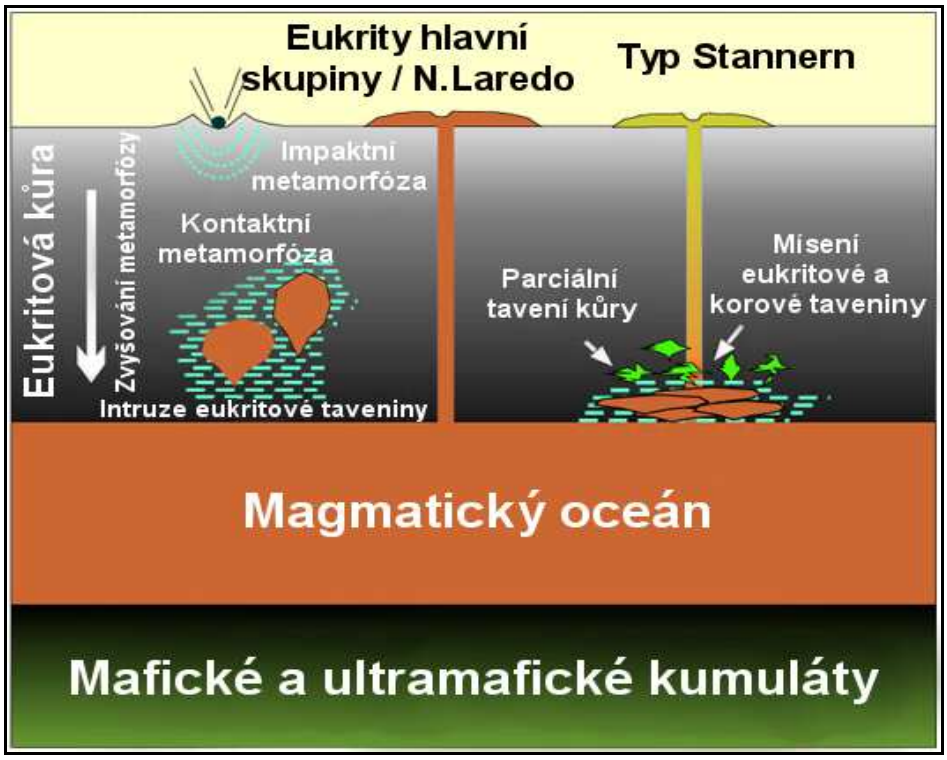
Nejstarší model vzniku HED meteoritů podal Mason (1962): po úplném roztavení chondritického tělesa ochuzeného o Na došlo k segregaci kovového jádra. V silikátové tavenině proběhla frakční krystalizace a eukrity byly zřejmě součástí rezidua. Kůra asteroidu byla tvořena na povrchu eukrity, v hlubších částech pak howardity a diogenity. Podle Stolpera (1977) vznikají eukrity jako produkty parciálního tavení pláště primitivního asteroidu, jehož složení odpovídalo průměrnému složení sluneční soustavy. Warren a Jerde (1987) navrhli obojetnou verzi těchto modelů. Hewins a Newson (1988) definovali dva trendy eukritů, vzniklých z odlišných zdrojů taveniny. Mittlefehldt a Lindstrom (1997) navrhli celkem 4 eukritové trendy, ale inklinují spíše k jejich impaktnímu původu. Vyvstala tedy otázka, zda eukrity vznikly jako likvidní reziduum produkované extenzivní frakcionací ortopyroxenu, +/- olivínu, spinelu, Fe a parentálního magmatu (složením podobnému chondritům) či jako produkt peritektické taveniny vzniklé parciálním tavením za nízkých tlaků zdrojové oblasti o složení olivín (Fo_{65}) + pyroxen s nízkým obsahem Ca (Wo_{05} En_{65}) + plagioklas (An_{94}) + Cr bohatý spinel + Fe, s následnou mírnou frakcionací pigeonitu a plagioklasu (např. Consolmagno a Drake, 1977). Díky objevení možného tepelného zdroje ^{26Al} (Gray a kol., 1973) se moderní názory na vznik eukritů přiklonily k modelu Masona (1962), který považoval eukrity za produkt krystalizace magmatu – na rozdíl od modelů, které dávají přednost vzniku eukritů parciálním tavením pevného pláště (Stolper, 1975; Stolper, 1977; Consolmagno a Drake, 1977; Drake, 1979). Righter a Drake (1996, 1997) navrhli tzv. integrovaný diferenciační model mateřského asteroidu eukritů: těleso prošlo intenzivním (možná úplným) tavením, kdy zdrojem tepelné energie byl pravděpodobně radiogenní izotop ^{26}Al za přispění ^{60}Fe, ovšem nelze ani vyloučit vliv tepelného působení mladého Slunce (Sonett a kol., 1968). Righter a Drake (1996) ukázali, že zastoupení Ni, Co, Mo, W a P (středně siderofilní prvky) v plášti Vesty po segregaci kovového jádra je konzistentní s rovnováhou mezi kovovou a silikátovou složkou (o průměrném složení Sluneční soustavy) za nízkých tlaků. Odpovídající tlak se pohybuje kolem 1 kbar a teplota kolem 1600 °C, za předpokladu kompletního tavení Fe jádra. Kovová složka se potopila do centra Vesty a brzy došlo k jejímu „obrnění“ a izolaci díky olivínu, který krystalizoval z chladnoucího magmatického oceánu. Vysoké Rayleighovo číslo (míra konvekce) 10^{20}-10^{30} a nízké Prandtlovo číslo (míra termální difuze) 10^{5}, naznačují intenzivní konvekci. Právě tato konvekce může způsobit, že vzniklé krystaly se připojují stále k magmatu a tudíž nastanou

podmínky blížící se spíše rovnovážné krystalizaci (a ne frakční krystalizaci, jako je tomu zřejmě u pozemských magmatických krbů). Tato rovnovážná krystalizace mohla probíhat asi do 80% solidifikace magmatického oceánu, poté se Rayleighovo číslo snižuje a Prandtlovo číslo roste (rovnovážná krystalizace již není možná). Dojde k tzv. uzamčení magmatického oceánu a uvěznění taveniny v krystalové matrix po další mírné krystalizaci, což se odráží na charakteristických rysech eukritů a nasvědčují tomu i koncentrace stopových prvků. Frakční krystalizace, která nastoupila v pozdních stadiích (po 80% vykrystalizování taveniny a již bez uplatnění intenzivní konvekce) namísto rovnovážné krystalizace, mohla produkovat z magmatu (o složení hlavní eukritové skupiny) materiál kumulátových eukritů, popř. Nuevo Laredo eukritový trend (Righter a Drake, 1997). Ruzicka a kol. (1997) usuzují, že v magmatickém oceánu probíhala spíše frakční krystalizace. Dle Drakeho (2001) však zastoupení prvků Ca, Fe, Si vyhovuje krystalizaci rovnovážné, která probíhala po separaci kovového jádra mateřského tělesa.

Výsledky experimentálních studií (Newsom a Drake, 1982) ukázaly na přítomnost kovového jádra mateřského tělesa HED – v této souvislosti se obecně používá zkratkový termín EPB („Eucrite Parent Body“). K segregaci kovové složky z pláště muselo dojít ještě před tím, než stupeň parciálního tavení pláště dosáhl 4 – 5 %. Podle obsahu Mo, W, Co muselo dojít k minimálně 50% tavení (Newsom, 1985). Z pohledu geochemie siderofilních a litofilních prvků i fázových diagramů rovnováh šlo nastínit uspokojivé vysvětlení. Zřejmě došlo ke značnému roztavení tělesa za vzniku magmatického oceánu a následné tuhnutí probíhalo za rovnováhy krystalů a taveniny až do vychladnutí asteroidu (Righter a Drake 1996, 1997).

Jak již bylo dříve uvedeno, reprezentují bazaltické eukrity svrchní kůru EPB, která utuhla na povrchu magmatického oceánu po segregaci jádra a formaci pláště s uplatněním procesů frakcionace, gravitačního usazování a následné krystalizace. Tyto procesy umožnily vznik rozličných typů eukritů a kumulátů (např. Righter a Drake, 1997). Na základě experimentálních studií (Stolper, 1977) mohla vzniknout během této krystalizační sekvence hlavní eukritová skupina - typ Juvinas, což podporují i obsahy stopových prvků (např. Warren a Jerde, 1987). Model předpokládající magmatický oceán na EPB (např. Righter a Drake, 1996; 1997) lze dobře použít pro vznik hlavní eukritové skupiny a typu Nuevo Laredo, geneze eukritů typu Stannern se však v tomto případě jeví jako problematická. Vysvětlení rozdílů mezi hlavní eukritovou skupinou a typem Stannern spíše umožňuje proces parciálního tavení kůry EPB. V tomto případě by eukrity vznikaly z běžného plášťového zdroje a odlišné stupně tavení a rozdílné složení by způsobilo diverzitu plášťových tavenin a tím vznik i odlišných typů eukritů (např. Stolper, 1977; Mittlefehld a Lindstrom, 2003). Výsledky práce Barrata a

kol. (2007) nasvědčují, že eukrity typu Stannern vznikly kontaminací materiálu hlavní skupiny eukritů (typ Juvinas) taveninou, vzniklou parciálním tavením kůry EPB (viz obr. 6). Tomu odpovídají i koncentrace inkompatibilních prvků s Eu, Sr, Be s anomáliemi, popř. neobvyklé vesikulární textury jako důsledek opětovného zahřátí během mohutného impaktu. K termálním procesům pozorovaným na eukritech docházelo kromě impaktů také díky vnitřním metamorfním procesům EPB způsobené rozpadem nuklidů s krátkou životností, tj. patrně ^{26}Al a ^{60}Fe (Srinivasan a kol., 1999; Shukolyukov a Lugmair, 1992).



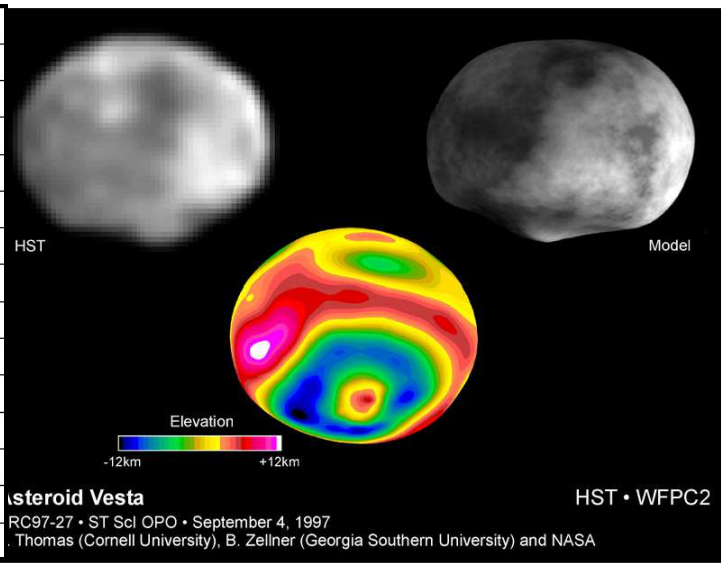
Obr.6. Model vzniku eukritů typu Stannern a hlavní skupiny /Nuevo Laredo (převzato z Barrat a kol., 2007).

5. Planetka Vesta – mateřské těleso HED meteoritů?

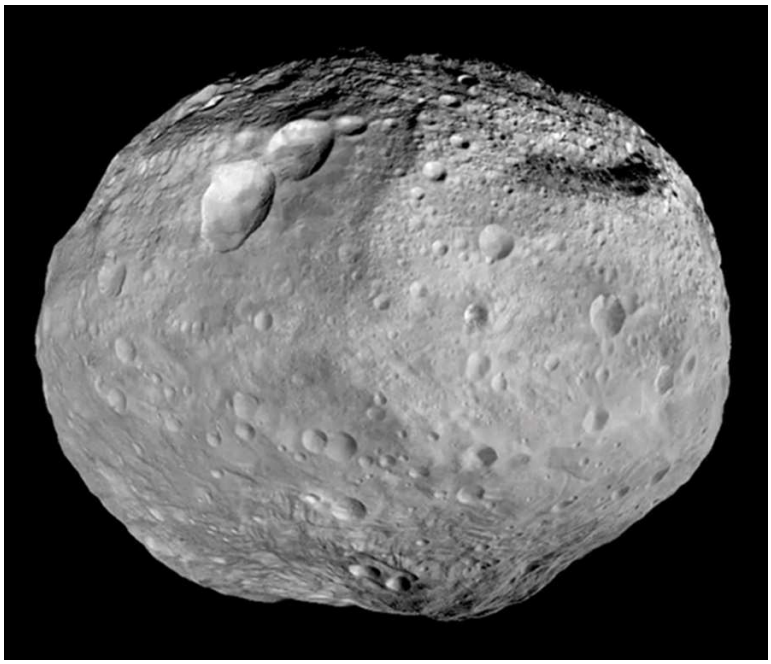
Vesta je třetím největším asteroidem, objeveným v Brémách 29. 3. 1807 německým astronomem H. W. Olbersem. Nějakou dobu byla považována za „plnohodnou“ planetu a získala i vlastní symbol ⚶. Jméno dostala podle římské bohyně Vesty – ochránkyně domácího krbu, cnosti a čistoty (obdobně jako řecká bohyně Hestia). Je to jediná planetka, která je za příznivých podmínek viditelná pouhým okem. Její tvar se blíží trojosému elipsoidu (obr. 7), s průměrem 538 - 550 km. Ve středu tělesa s předpokládanou hustotou asi 3,5 g/cm^3 působí tlak ~1,5 kb. Vesta je ojedinělým zástupcem spektrální třídy V hlavního pásu asteroidů. Třída V se podobá typu S, avšak s vyšším zastoupením pyroxenu, složení odpovídá obyčejným chondritům a železokamenům. Binzel a Xu (1992) zjistili podobná spektra planetek 1906 Naef, 3155 Lee, 3268 De Sanctis a 4038 Kristina, které pravděpodobně představují korové fragmenty Vesty, vyvržené během impaktu - tzv. „vestoidy“. Také u tří členů skupiny Amora (3551) 1983RD, (3908) 1980PA, a (4055) 1985DO2, které se mohou dosti přiblížit Zemi, byla zjištěna V – typová spektra a mohou být považovány za pravděpodobný zdroj HED meteoritů (Cruikshank a kol., 1991). Tzv. rodina Vesty čítá přes 16. tisíc členů, jedná se o planetky s obdobnými oběžnými charakteristikami.

První moderní spektrometrické údaje získané McCordem a kol. (1970) poukázaly na přítomnost Fe^{2+} (v pozici M2 u Mg-pyroxenu), čímž se Vesta lišila od dalších velkých planetek Ceres a Pallas. Nejpodobnější spektra vykazovaly bazaltické achondrity, konkrétně eukrit Nuevo Laredo. Spektrální měření Vesty v infračerveném světle (Larson a Fink, 1975) zjistila přítomnost pigeonitického pyroxenu identického s pyroxeny eukritů, čímž se potvrdila souvislost Vesty s eukrity. Existují však i úvahy, že HED meteority nepocházejí z planetky Vesta (např. Wasson a Chapman, 1996).

Perihelium	2,152 AU
Afelium	2,571 AU
Excentricita	0,089
Sklon dráhy	6,43°
Oběžná perioda	3,63 roku
Oběžná rychlost	19,38 km/s
Průměr tělesa	~520 km
Hmotnost	2,701×10^{20} kg
Hustota	3700+/-100 kg/m^3
G	0,32 m/s^2
Úniková rychlost	0,39 km/s
Rotační perioda	5,34 hodin
Spektrální třída	V-typ
Albedo	0, 38
Povrchová teplota	~223 K

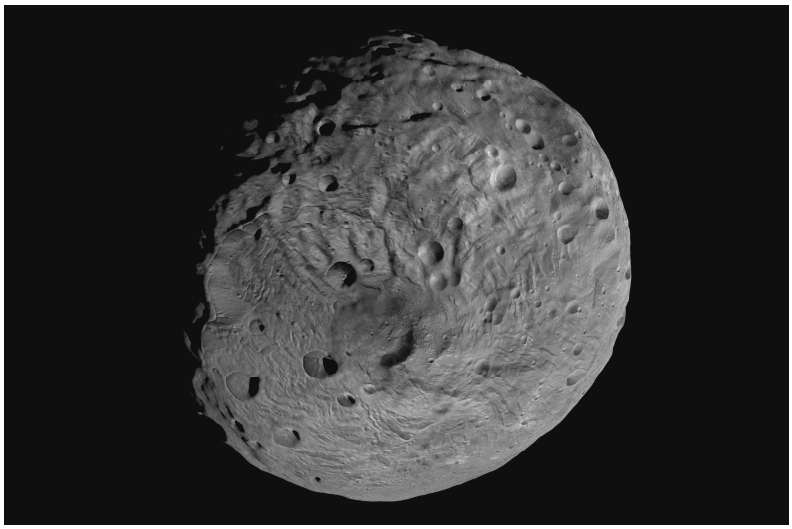


Obr. 7. Základní údaje o asteroidu Vesta (Lodders a Fegley 1998, aktualizováno) a snímek asteroidu Vesta (foto teleskop Hubble, rok 1997 – Thomas a kol., 1997) s modelem povrchu (zdroj: www.planetary.org – 20.3.2015)



Obr. 8. Celkový pohled na plaanetku Vesta (sonda Dawn, NASA). Image credit: NASA/JPL-Caltech/UCLA/MPS/DLR/IDA (http://www.nasa.gov/dawn) – na povrchu je dobře patrná populární soustava tří kráterů „Sněhulák“

https://email.seznam.cz/redir?hashId=2615546773&to=http%3a%2f%2fwww%2ejpl%2enasa%2egov%2fspaceimages%2fdetails%2ephp%3fid%3dpia14712



Obr. 9. Fotografie asteroidu Vesta v oblasti jižního pólu, pořízen ze vzdálenosti cca 2700 km, rozlišení cca 260 m/pixel (sonda Dawn, NASA). Image credit: NASA/JPL-Caltech/UCLA/MPS/DLR/IDA (http://www.nasa.gov/dawn).

https://email.seznam.cz/redir?hashId=2615546773&to=http%3a%2f%2fwww%2ejpl%2enasa%2egov%2fspaceimages%2fdetails%2ephp%3fid%3dpia14712

První geologická mapa Vesty (Gaffey, 1983) byla zdokonalena díky pozorování Hubbleovým teleskopem se zaměřením na povrchovou heterogenitu Vesty a přítomnost HED (obr. 8). Obrovský impaktní kráter na jižní polokouli (obr. 9) byl považován za možný zdroj HED meteoritů, viz obr. (Thomas a kol., 1997). Většina pozorovatelného povrchu se jevila jako polymiktní howarditový materiál (v důsledku kosmického bombardování a drcení). Byly také nalezeny oblasti, které spektrálně odpovídají diogenitům a eukritům s nízkým obsahem Ca a olivínu.

Termální historií (metoda ^{39}Ar –^{40}Ar) asteroidu Vesta se zabývali např. Bogard a Garrison (2003). Geneze tohoto asteroidu proběhla dle Lugmaira a Shukolyukova (1998) před více než 4,56 Ga. Následně rozpad radionuklidů způsobil rozsáhlé tavení Vesty a tedy i vznik jejího jádra a povrchu z bazaltové lávy. Charakteristika kumulátových eukritů odpovídá působení intenzivnějších teplot než u bazaltických eukritů, což znamená, že kumulátové eukrity vznikaly ve větších hloubkách. Zřejmě mohutný impakt v oblasti jižního pólu před zhruba 4,5 Ga mohl vytvořit kráter a vyvrhnout na povrch materiál kumulátových a nebrekciovaných bazaltických eukritů. Období tzv. „resetingu“ (vynulování času - změna zastoupení izotopů v horninách v důsledku impaktu) probíhalo asi před 4,1 - 3,4 Ga, o čemž svědčí i rozdílná radiometrická data. Tento jev nelze zaznamenat na jiných, menších tělesech, protože impakt dostačující k tomuto „resetu“ by tato tělesa zcela zlikvidoval. Rešila se také problematika dynamiky transportu eukritů na Zemi (Wetherill, 1987) a vznikly tak rozpory mezi geochemickými, spektrálními souvislostmi a teorií dynamiky v pásu asteroidů. Díky modernějším technologiím při získávání spektrálních dat menších asteroidů (o kilometrových rozměrech) v hlavním pásu asteroidů se problém poněkud vyjasnil (Binzel a Xu, 1993). Byly tak objeveny četné asteroidy – vestoidy. Dynamika jejich drah umožňovala dosažení oběžné dráhy Země, popř. přímo kolizi se Zemí. Dle výpočtů Asphauga (1997) byl impakt, který vytvořil kráter na jižní polokouli Vesty, způsoben nárazem asteroidu o rychlosti 5,4 km/s a velikosti přibližně 42 km. Následkem toho došlo k vyvržení korových fragmentů o kilometrových velikostech na vhodné orbity. Materiál těchto fragmentů prošel pouze mírnou šokovou metamorfózou (Melosh, 1984). Rovněž Binzel a Xu (1993) považovali za evidentní, že právě mohutný impakt vyvrhl velké fragmenty Vesty na oběžné dráhy křížící se se Zemí a kráter v blízkosti jižního pólu Vesty je pravděpodobně zdrojem většiny takových „vestoidů“, zatímco Vesta sama na své orbitě zůstává intaktním tělesem.

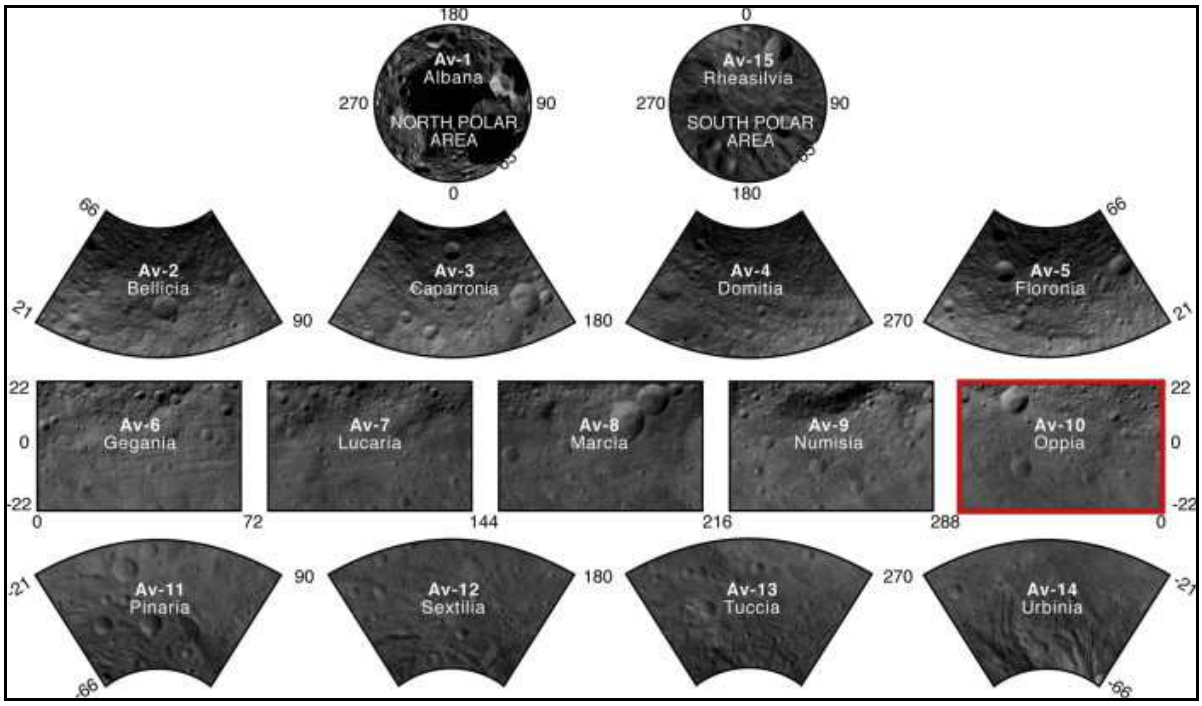
Silnou chemickou afinitu k HED meteoritům vykazují meteoritická železa IIIAB, zřejmě

představující fragmenty kovového jádra diferencovaných a následně rozbitých asteroidů (Scott, 1977). Obdobně pallasity (patrně vzorky rozhraní mezi pláštěm a jádrem diferencovaného asteroidu) mají podobné izotopické složení kyslíku jako HED meteority (Clayton a Mayeda, 1996). Patrně byl v oblasti hlavního pásu zformován a poté diferencován větší počet asteroidů se stejným izotopickým složením, z nichž Vesta jako jediná díky svým rozměrům „přežila“ období impaktů (Drake, 2001). Křemenné žilky objevené v kumulátovém eukritu Serra de Magé vznikly patrně z vodních roztoků, zanesených sem díky impaktům kometárních jader. Byla tak vyslovena domněnka, že podobně jako na Měsíci či Merkuru by mohl být led přítomen také na Vestě a dalších asteroidech (Treiman a kol., 2004).

Úsvit nad planetkou Vesta - mise Dawn

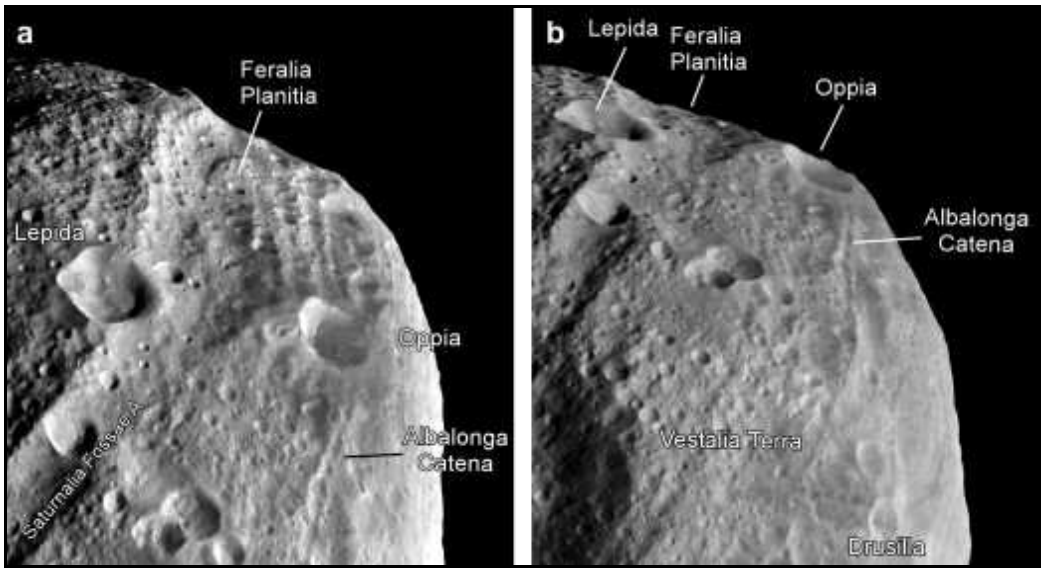
V červenci 2011 dorazila k asteroidu Vesta sonda Dawn, jejímž úkolem je zjišťování podmínek a procesů raného období vývoje Sluneční soustavy, role vodní složky a míra evoluce našeho planetárního systému. Výzkum se zaměřil mimo upřesnění dosavadních známých parametrů asteroidu také na výskyt vulkanických útvarů na povrchu Vesty, chemické složení a v důsledku toho potvrzení teorie, zda je tento asteroid mateřským tělesem HED meteoritů, popř. i některých mezosideritů. Pro tento účel měla sonda k dispozici na palubě tyto přístroje: dvě identické kamery (FC – „Framing Camera“) určené ke snímkování povrchu, dále mapovací spektrometr pro viditelnou a infračervenou oblast (VIR) pro zjištění mineralogie povrchu a detektor neutronů a záření gama (GRaND) určený k identifikaci elementárního chemického složení povrchu tělesa s dosahem do hloubky 1 m. Výsledky mise Dawn nám asteroid Vestu představují jako těleso s výrazným povrchovým reliéfem (útesy, planiny, rovníkové brázdy, impaktní krátery. Jeho rozměry byly díky této misi upřesněny (286,3 km x 278,6 km x 223,2 km (+/-0,1 km), s hlavním poloměrem 262,7 +/- 0,1 km). Topografie Vesty kolísá s výškami od - 22,3 km do 19,1 km nad průměrným povrchem – referenční elipsoid má rozměry 285 km x 229 km (Jaumann a kol., 2012). Extrémní rozdíly maximálních výšek a nížin zde mají na svědomí strmé svahy se sklonem větším než 40° zjevných zejména u impaktních kráterů (Krohn a kol., 2013). Dominantou jižního geografického pólu Vesty je impaktní pánev Rheasilvia o průměru cca 505 km s centrálním pohořím o výšce 23 km – tato impaktní struktura překrývá starší impaktní kráter Veneneia (např. Schenk a kol., 2012).

Další výraznou morfologickou strukturou jsou pásy rovnoběžných brázd kolem rovníku a napříč severní polokoulí. Vznikly patrně v důsledku impaktů ve zmíněných oblastech Rheasilvia a Veneneia (Jaumann a kol., 2012; Buczkowski a kol., 2012). Povrch asteroidu Vesty byl rozdělen v rámci „vestografie“ do celkem 15 kvadrantů (obr. 10) s navržením základní stratigrafie (Roatsch a kol., 2012):



Obr. 10. Rozdělení asteroidu Vesta do kvadrantů - (podle Roatsch a kol., 2014)

Desátý kvadrant je nazván kvadrantem Oppia (obr. 11), podle stejnojmenného impaktního kráteru, který překrývá starší rovníkové brázdy Divalia Fossae. Tato oblast je atraktivní zřejmě nejucelenějším zastoupením vestanským stratigrafických jednotek (Garry a kol., 2014).



Obr. 11. Pohled sondy Dawn na oblast kvadrantu Av-10 směrem na východ (podle Garry a kol., 2014) - Image credit [*NASA/JPL/DLR*].

Základní stratigrafii dle horninových jednotek Vesty navrhli Williams a kol., 2014):

- **Preveneneian** (dle relativního stáří kráteru Veneneia)
- **Veneneian**
- **Rheasilvian** (dle relativního stáří kráteru Rheasilvia)
- **Marcian** (dle velmi mladého kráteru Marcia o průměru cca 60 km, který je součástí soustavy tří kráterů zvané „sněhulák“)

Díky FC kamerám se podařilo vytvořit první zjednodušenou geologickou mapu Vesty. V kvadrantu Av-10 Oppia jsou definovány hlavní geomorfologické povrchové jednotky seřazené dle relativního stáří od nejstarší po nejmladší (Garry a kol., 2014):

1. **Oblasti vestanských vysočin (ch)** – oblast s nejvyšší koncentrací kráterů (s ostrými i již narušenými okraji) místy překrytá mladšími impaktními vyvrženinami kráterů Lepida a Paulina, představují nejstarší pozůstatky původní kůry asteroidu vesta (Preveneneian)

2. **Oblasti vestanských nížin (cp)** - jsou rovněž silně pokryté krátery, vznikly zřejmě degradací vysočin, na morfologii této oblasti se zřejmě podílela ejekta impaktu Rheasilvia a mladších kráterů

3. **Struktura Saturnalia Fossae** (Sft) – soustava rovnoběžných brázd ve směru SZ – JV protínající silně kráterovanou oblast kvadrantů severní polokoule – vznikla patrně jako

tektonická odpověď kůry (nejstarších vysočin) asteroidu vlivem impaktu Veneneia rovněž reprezentuje nejstarší terén planetky Vesta (Buczkowski a kol., 2012; Schenk a kol., 2012)

4. Tzv. **hladký terén Rheasilvia** (Rs) – srázy lemující jižní okraj útvaru Rheasilvia - jednotka situovaná v kvadrantu Av-10 na hranici kvadrantů Av-15 a Av-15 - jedná se patrně o ejektovaný materiál z impaktu Rheasilvia, což však může být diskutabilní

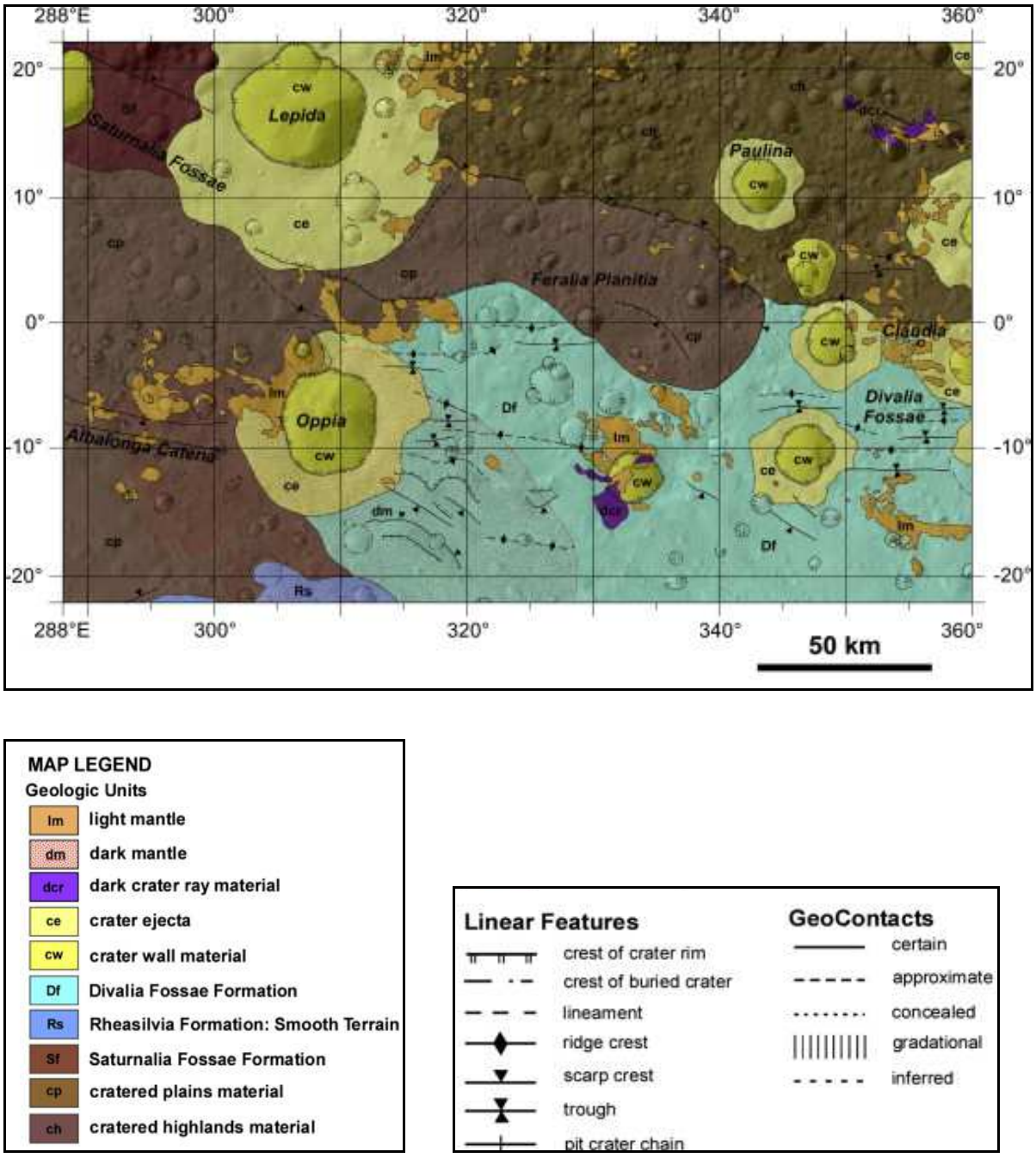
5. **Divalia Fossae** (Df) – paralelně uspořádaná série hřbetů a brázd v rovníkovém pásu asteroidu, kdy interpretace vzniku je obdobná jako u Saturnalia Fossae, jedná se ale o mladší strukturu, která vznikla patrně jako reakce korového materiálu po impakní události Rheasilvia (Buczkowski a kol., 2012; Schenk a kol., 2012)

6. **Krátery** – kráterové stěny (cw) a kráterové vyvrženiny (ca) – jedná se velmi různorodý materiál vzniklý díky impaktům mladším než Rheasilvia (≤ 500Ma) do starší kůry asteroidu (Garry a kol., 2014).

7. **Tmavý materiál kráterů** (dcr) – tzv. tmavé kráterové „halo“ - jedná se o povrchový materiál s velmi nízkým albedem vázaný na výskyt některých kráterů – odhaduje se, že tyto oblasti vznikly vlivem impaktů do tenčí, nepravidelné a málo odrazivé povrchové vrstvy

Typy povrchových oblastí Vesty podle spektrálních měření

Tyto oblasti byly rozlišeny díky multispektrálnímu pozorování s barevnými filtry FC kamerami sondy Dawn - podobnému snímkování sondy Clementine na Měsíci. Jedná se o základní povrchové útvary jako impaktní krátery, rýhy, hřbety a oblasti tvořené světlým a tmavým materiálem (obr. 12). Tyto oblasti se jeví jako světle a tmavě oranžové, zvané „DOM“ - z anglického dark orange mantle a „LOM“ - light orange mantle (Reddy a kol., 2012; Le Corre a kol., 2013). Byly tak navrženy tři typy tohoto materiálu: rozptýlené vyvržen in ze středně velkých kráterů (tmavý plášť), dále ostře ohraničené laločnaté plochy světlého pláště, paprskovité útvary vyvržen in (tmavý i světlý plášť). Le Corre a kol. (2013) oblasti světlého pláště spojují také s výskytem impaktních tavenin, ovšem nelze určit, zda charakter tohoto materiálu určuje složení původních hornin či impaktoru. K obdobnému závěru při výzkumu kvadrantu Av-10 došel i Garry a kol., (2014) s tím, že některé výskyty světlého pláště představují distální ejekta kráterů Oppia a Octavia uložených až ve vzdálenosti 100 km. Tmavý plášť pak reprezentují plochy vyvržen in kráteru Oppia bez výrazného ohraničení na povrchu.



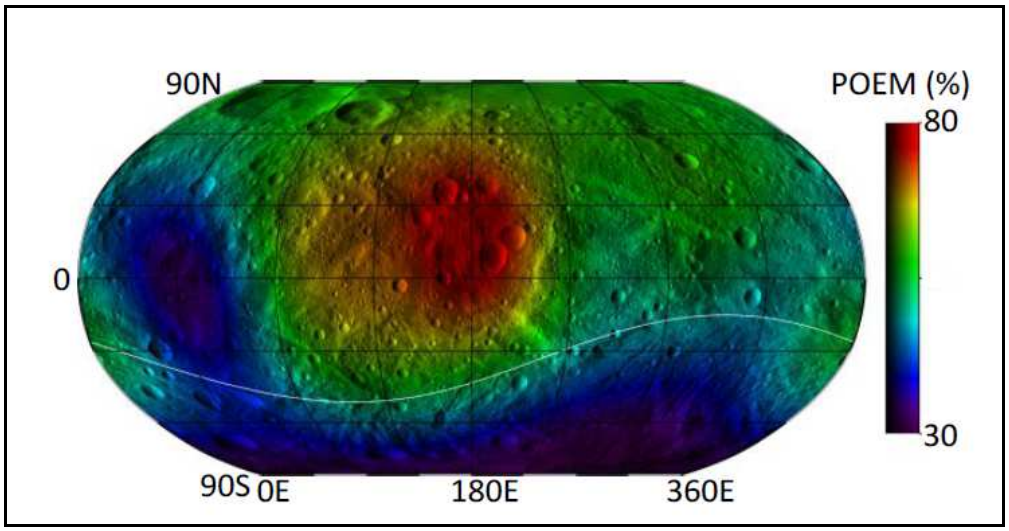
Obr. 12. Geologická mapa kvadrantu Av-10 Oppia dle snímkování FC (měřítko 1: 250 000) a legenda stratigrafických jednotek (převzato z Garry a kol., 2014)

Mise Dawn potvrdila, že asteroid Vesta je diferencovaným tělesem, jak dokazují i studie HED meteoritů (nověji McSween a kol., 2013). Tloušťka regolitové vrstvy se odhaduje na 1 až 5 km, což je mnohem méně než tloušťka vestanské kůry činící ~20 km. Hloubka impaktní pánve Rheasilvia se odhaduje na minimálně dvojnásobek tloušťky kůry.

Mineralogie a chemické složení povrchu planetky Vesta

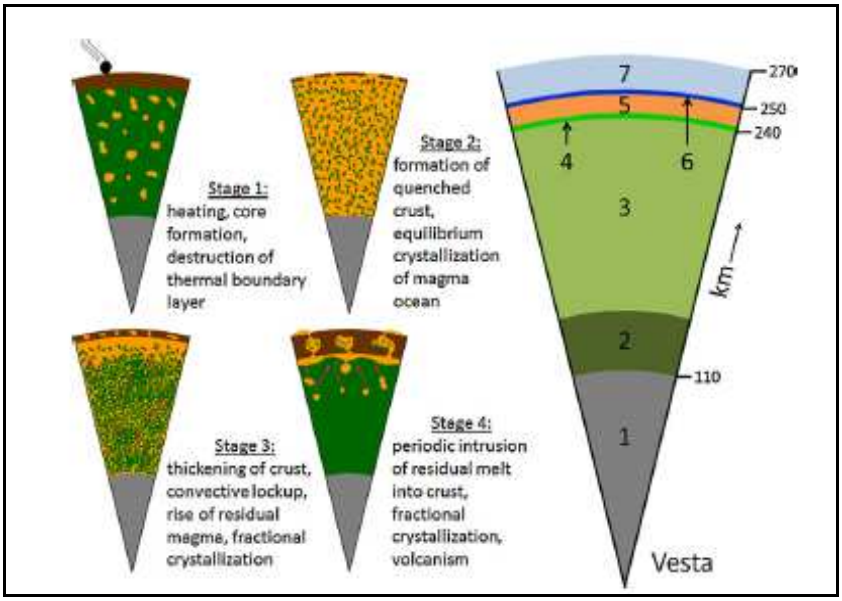
Neutronovým a gamma detektorem GRaND a optickým a IR spektrometrem VIR bylo zjišťováno zastoupení prvků a chemismus povrchu Vesty, ovšem s omezeným rozlišením. Asi nejvíce očekávaná byla odpověď na dlouho řešenou otázku, zda je asteroid Vesta zdrojem meteoritů HED. Výsledky daly poměrně jasnou odpověď – ano, asteroid Vesta a HED spolu souvisí. Mise Dawn potvrdila přítomnost většiny litologií HED na povrchu Vesty, i když diogenitová složka není zastoupena na povrchu tak hojně, jak se předpokládalo.

V naměřených spektrech převládají pásy typické pro pyroxeny, v globálním měřítku byla zjištěna neočekávaná variabilita v mineralogii pyroxenů, související s různorodostí vestanského povrchu. Odlišná spektra tak vykazují vyvrženiny velkých kráterů, rozdílné složení má materiál z kráterového dna a stěn. Bylo zjištěno, že ejekta impaktu Rheasilvia jsou rozprostřena široko daleko po vestanském povrchu a v nejhlubších polohách impaktní pánve byl detekován ortopyroxenem bohatý materiál – ejhle, diogenity! Většina povrchového regolitu planetky má howarditové složení, v některých oblastech s podílem eukritového a diogenitového materiálu (obr. 13). Větší oblast výskytu eukritů představujících původní vestanskou kůru se nachází kolem rovníku. Přítomnost dalších diogenitů byla zjištěna v širokém pásu vyvržením prostírajících se severně od impaktu Rheasilvia. Poměrně překvapivou se však jeví velmi chabá přítomnost olivínu na povrchu Vesty. Výskyt olivínu byl detekován v předpokládaných oblastech impaktů, kde došlo k obnažení spodních vrstev asteroidu, ale i tak se jedná spíše o sporadické omezené výskyty. Situaci komplikuje fakt, že spektrální měření nemusí vždy dobře odlišit minerály olivín a ortopyroxen v případě, že podíl olivínu je v hornině menší než 25 %. Olivínem bohaté horniny mohly být např. překryty při sesuvech z kráterových stěn či během impaktů. I přes tato omezení byly identifikovány oblasti výskytu diogenitového, howarditového a eukritového materiálu (Reddy a kol., 2012). Distribuce diogenitového materiálu sice napovídá geologický kontext jejich původu (odhalení díky impaktům), avšak nehovoří o jeho genezi, zda představují magmatické kumuláty nebo restit po parciálním tavení. Současná geochemie podporuje teorii o diogenitech jako magmatických kumulátech vznikajících v plutonech na rozhraní plášť – kůra (obr. 14).



Obr. 13. Procentuální zastoupení eukritového materiálu v regolitu Vesty zjištěné neutronovou spektroskopií - červená barva - oblasti bohaté eukritovou složkou, modrá barva - oblasti bohaté diogenitovou složkou, v mapě je také naznačena hranice oddělující impaktní strukturu Rheasilvia (Prettyman a kol., 2014).

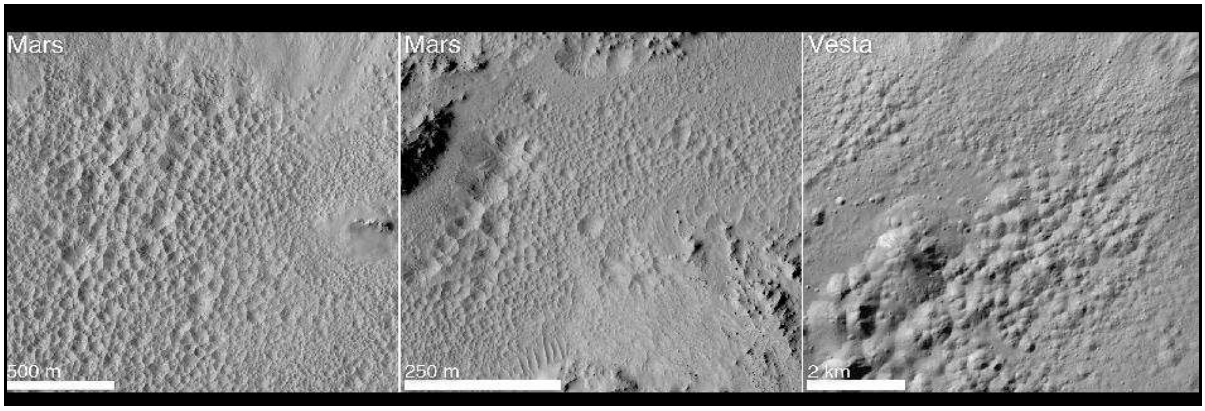
Model vnitřní struktury asteroidu Vesta v kontextu mise Dawn



Obr. 14. Diferenciační model Vesty (podle Mandler a Elkins – Tanton (2013) aktualizoval Mittlefehld, 2015). 1. Kovové jádro, 2. restitový spodní plášť - dunit (stupeň tavení <100%) 3. kumulátový plášť - harzburgit, 4. tenká kumulátová vrstva – dunitické diogenity, 5. spodní kůra - diogenity, 6. tenká vrstva kumulátových eukritů , 7. svrchní kůra - bazalty

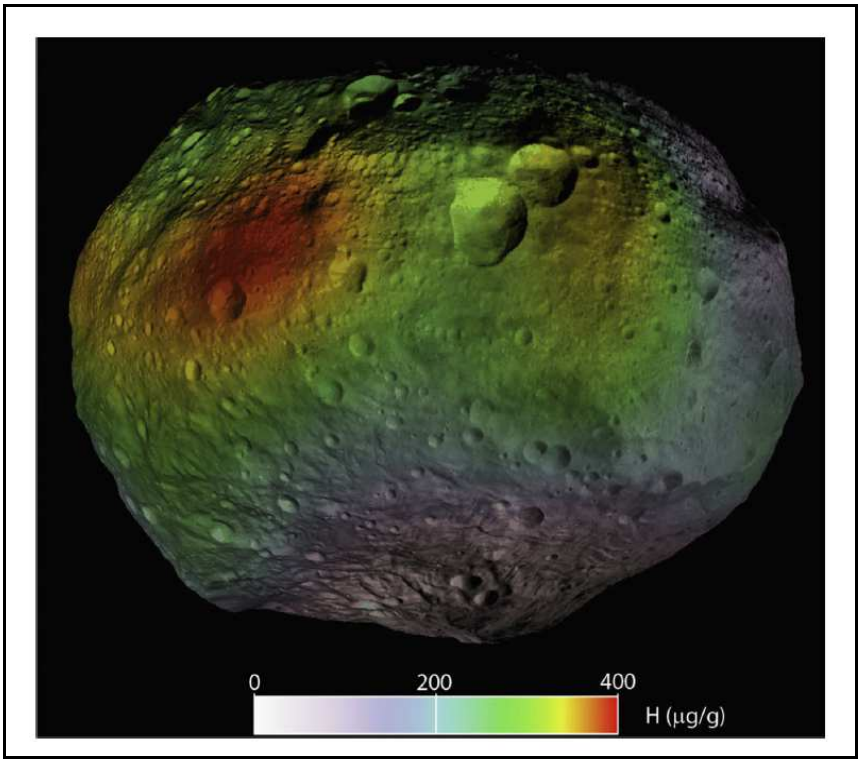
Některé tmavé oblasti vestanského povrchu by mohly odpovídat uhlíkatým chondritům dopraveným na Vestu z vesmíru. Výzkumy sondy Dawn však neprokázaly zatím žádné stopy vulkanické aktivity (Yingst a kol., 2014), i když se podezřele jeví kuželovité dómy

neznámého původu v oblasti Brumalia Tholus v kvadrantu Av – 9. Metodou GRaND však byla na povrchu Vesty zjištěna přítomnost vodíku vodíku v povrchových vrstvách kolem rovníku, nejspíše ve formě hydroxylové skupiny či H_2O. Předpokládalo se, že tyto sloučeniny by mohly být na asteroidu nalezeny v polárních oblastech, podobně jako na našem Měsíci, u asteroidu Vesta však nejsou polární oblasti trvale zastíněné. Povrchová teplota na rovníku asteoroidu vesta se pohybuje kolem 150 K, na pólech pak cca 145 K. Tato je tzv. kritická teplota, pod kterou již může zmrzlá voda vydržet v povrchových vrstvách regolitu. Na dně některých menších kráterů může teplota klesat až k 100 K, takže zde by mohla vodní složka vydržet po většinu vestanského roku (tedy v délce 3,6 roku pozemského), během ročního období by pak vlivem změny teploty mohla voda mobilizovat a migrovat v povrchových vrstvách. Původ volatilních komponent, zejména vodní složky na povrchu Vesty se přisuzuje zřejmě impaktům uhlíkatých chondritů dopadajících na povrch asteroidu pomalou rychlostí, kdy se jejich volatilní složky nestihly zcela odpařit. Díky dalším, tvrdším kolizím s jinými impaktory pak zřejmě došlo k přeměně vodíku vázaného v minerálech na vodní složku, která se poté vypařila. O tomto mohou svědčit některé pvrchové struktury – tzv. díry široké až 1 km a hluboké cca 200 m. Tento „děrovaný“ povrch („pitted terrain“) je nejlépe doložený z oblasti kráteru Marcia (kvadrant Av - 8) – podobné struktury byly nalezeny i na Marsu (viz obr. 15).



Obr.15. „Pitted terrain“ na Marsu a Vestě – zdroj:
(http://www.nasa.gov/mission_pages/dawn/news/dawn20120920.html)

Hydratované složky se nejenže v minulosti vyskytovaly na Vestě, ale hrály i důležitou roli pro geologický vývoj a morfologii dnešního povrchu tohoto asteroidu.



Obr. 16. Mapa výskytu vodíkových iontů na povrchu Vesty (detektor gamma záření a neutronů LAMO) – nejvyšší koncentrace H jsou znázorněny červeně, naopak nízké šedou barvou (podle Prettyman a kol., 2014).

Oblasti zajímavého tmavého materiálu se zvýšeným podílem skupiny OH a vodíkových iontů (obr. 16) vznikly patrně kontaminací při dopadu uhlíkatých chondritů na původní endogenní a pyroxenem bohatý světlejší povrch tělesa, což se událo v období veneneian (Reddy a kol., 2012).

V září 2012 sonda Dawn opustila gravitační pole Vesty a pokračovala v cestě za její mytologickou sestřičkou Ceres. Ceres si zatím drží prvenství co do velikosti - je zatím největším známým asteroidem a nedávno získala nový titul „trpasličí planeta“. K svému novému cíli sonda úspěšně dorazila v březnu 2015.

6. Metodika

Pro vlastní výzkum byly získány a studovány následující vzorky pouštních nálezů eukritů: Northwest Africa 4536, Northwest Africa 5235 a Hammadah al Hamra 286. Pro analýzy bylo dostupné velmi omezené množství materiálu (cca jednotky gramů). Zhotovené leštěné výbrusy byly petrograficky studovány polarizačním mikroskopem za pomoci doc. RNDr. Zdeňka Lososa, CSc. Následně byly analyzovány elektronovou mikrosondou Cameca SX 100 na společném pracovišti České geologické služby a Ústavu geologických věd PřF MU v Brně. Měření (operátor Mgr. Radek Škoda, PhD.), probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm, proud 10 nA, načítací čas 20 sekund (pro Nb, Ta, Ti, Ca, Y) a 30 - 60 sekund pro ostatní prvky. Jako standardy byly užity syntetické fáze či dobře definované minerály: elementární Ni, andradit (pro Ca, Fe), sanidin (K, Si, Al), fluorapatit (P), albit (Na), baryt (Ba), rodonit (Mn), olivín (Mg), syntetický TiO (Ti), chromit (Cr) a zirkon (Zr) – za stanovení relativní chyby – b- 1% pro N10 hm. %, 10–20% pro ~1 hm. %, N20% pro b 0,5 hm. %. Data byla korigována metodou PAP (Pouchou a Pichoir, 1985).

Pro zjištění celkového chemismus byly použity částečné výsledky neutronové aktivační analýzy INAA. Touto metodou je možné stanovit obsah prvků s výjimkou H, He, Li, Be, B, C, N, O, F, P, S, Y, Tl, Pb a Bi, obvykle s mezí stanovitelnosti X0 – X00 ppm.

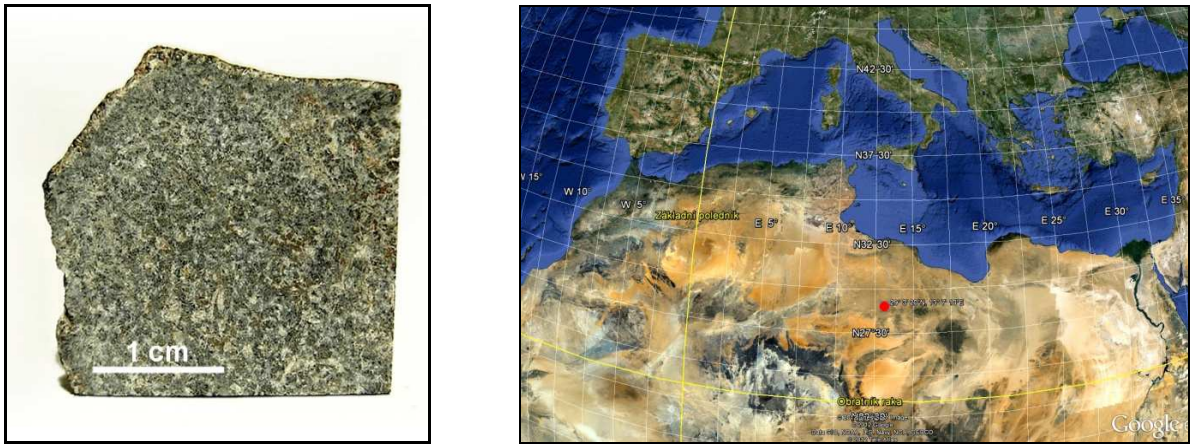
Upravené vzorky byly ozářeny v reaktoru LVR-15 (o výkonu 9 MW) Ústavu jaderného výzkumu v Řeži za použití 3 modů a tří syntetických multiprvkových standardů (MES), analýzy provedl doc. Ing. Zdeněk Řanda, DrSc. Pro zjištění celkového chemismu byly použity částečné výsledky neutronové aktivační analýzy INAA. Upravené vzorky byly ozářeny v reaktoru LVR-15 (9 MW) Ústavu jaderného výzkumu v Řeži za použití 3 modů: 1. krátkodobý termální (ozáření 1 minutu, rozpad 13 minut, načítání 13 minut), 2. krátkodobý epitermální s rychlými neutrony (ozáření 45 sekund v cylindrickém Cd boxu s tloušťkou stěny 1 mm, rozpad 15 minut, načítání 15 minut, 3. dlouhodobý - termální s rychlými neutrony s fluencí $8{\cdot}10^{13}$ and $2{\cdot}10^{13}$ n cm^{-2} s^{-1} (ozáření 3 hodiny, 4 série rozpadu 4 - 10 dní až 1 až 3 měsíce, načítání 5-10 hodin). Pro krátkodobý mód byly použity tři syntetické multiprvkové standardy (MES) pro 17 prvků, připravené pipetováním 50 μl alikvotního objemu a jednoprvkový standard naváženého vysoce čistého Si (Řanda a kol., 2005). Pro dlouhodobou INAA bylo použito 9 standardů MES obsahujících 46 prvků (Řanda a kol., 2003). Spektrální měření gama bylo provedeno třemi typy polovodičových detektorů HPGe: koaxiální detektor (efektivita 23 % a 53 %), detektor FWHM s rozlišením 1,8 keV pro 1332,5 keV fotonů z

radioizotopu ^{60}Co a planární HPGe detektor s tloušťkou 13 mm, aktivní zónou 200 mm^2 a FWHM rozlišením 500 eV pro 122,06 keV fotonů z radioizotopu ^{57}Co; tento detektor má lepší rozlišení v porovnání s detektorem koaxiálním, nižší Comptonovské pozadí je nepostradatelné pro stanovení prvků s radionuklidy v nízkoenergetickém gama spektru 50–250 keV (Ce, Nd, Sm, Gd, Tm, Lu a U).

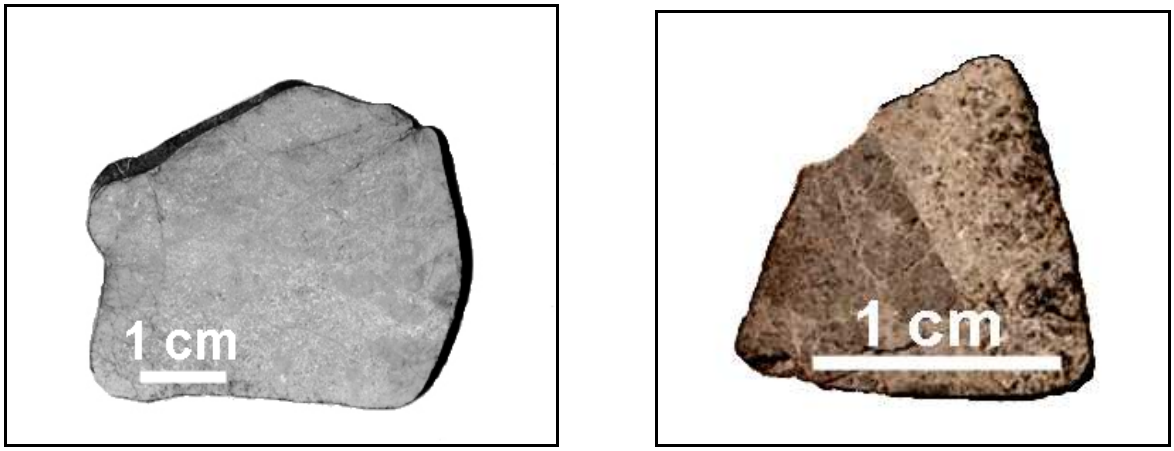
Na základě celkových chemických analýz bylo pomocí programu MAGMA odhadnuta hustota studovaných vzorků a orientačně i modální minerální složení. Empirické vzorce minerálů byly při interpretaci WDS analýz přepočítány na příslušné počty atomů kyslíku. Pyroxeny byly vyhodnoceny dle obecně používané klasifikace (Morimoto a kol. 1988). Veškeré analyzované Fe bylo vzhledem k charakteru vzorků bráno jako dvojmocné.

7. Petrografická charakteristika vzorků

Studované vzorky eukritů byly zakoupeny od ověřených zahraničních soukromých sběratelů a muzeí. Jedná se o eukrit Hammadah al Hamra 286 (dále jen HaH 286), který byl nalezen roku 2000 v Libyjské poušti – v oblasti Jabal al Gharb (obr. 17), nalezený kus vážil 612 g. Souřadnice nálezu jsou 29° 3' 20" s. š. (N), 13° 7' 10" v. d. (E). Eukrit Northwest Africa 4536 (dále jen NWA 4536) byl nalezen v roce 2006 v marocké poušti o celkové hmotnosti 283g (obr. 18, vlevo). Nález dalšího eukritu Northwest Africa 5235 (dále jen NWA 5235) o celkové váze pouhých 70 g v roce 2007 pochází také z pouště severozápadní Afriky (obr. 18, vpravo). U těchto meteoritů nejsou k dispozici geografické souřadnice nálezu.



Obr. 17. Část eukritu HaH 286 (foto M. Šimčíková) a lokalizace (http://maps.google.com) jeho nálezu v Libyjské poušti (červený bod).

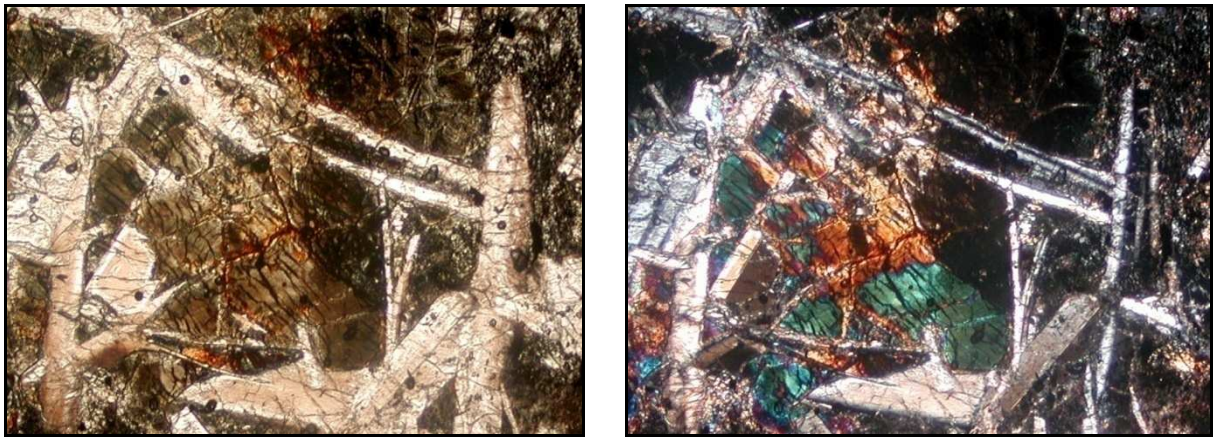


Obr. 18. Studované části eukritů NWA 4536 vlevo a NWA 5235 vpravo (foto M. Šimčíková)

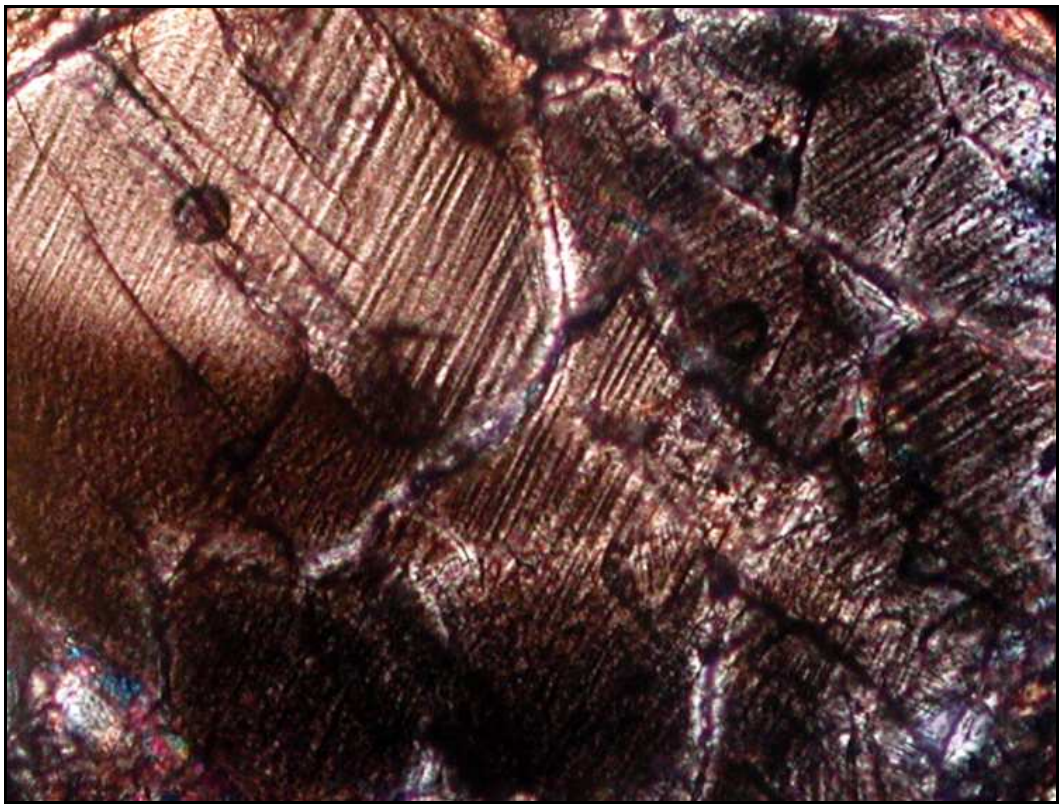
7. 1. Hammadah al Hamra 286

Meteorit HaH 286 byl základní klasifikací zařazen mezi eukrity (Bischoff a Niemann, rok neuveden in Grossman a Zipfel, 2001). Hustotu tohoto eukritového bazaltu – 3,1 g/cm^3 udává Shurgot (2003). Modální zastoupení minerálů zjištěných díky RTG spektru (Szurgot a Polaňski, 2011) sestává z 54 % pyroxenu, 44 % plagioklasu, 1 % fáze SiO_2, dále 0,8 % ilmenitu a 0,1 % chromitu, odhad zastoupení troilitu pomocí optické mikroskopie je 0,1 %. Převládající strukturou u tohoto vzorku HaH 286 je struktura ofitická, popř. subofitická (obr. 19), s velikostí zrn 1 až 3 mm (viz. obr. PPL – foto s jedním nikolem – Plane Polarized light nebo XPL – se zkříženými nikoly - Cross Polarized Light). V některých částech se objevují projevy šokové metamorfózy (viz obr. 26). Byla pozorována ojediněle drobná zrna pigeonitu o průměrném složení $Wo_{06-07}En_{35}Fs_{58-59,}$ bez zjevné chemické zonálnosti pozorovaných zrn. Zrna augitů v hrubozrnné části dosahují velikosti až 0,5 mm (viz. Jejich analýzy č. 26, 36 v tab.5). V nízkovápenatém pyroxenu (analýza č. 35 v tab. č. 5) jsou patrné tenké exsoluční augitové lamely (o šířce cca 1 μm) s četnými droboučkými orientovanými odmíšeninami patrně Cr-spinelu (obr. 23). Plagioklasy (An_{79-91}) bývají často prorůstány orientovanými jehličkami pyroxenů. Z akcesorií byl zaznamenán ilmenit, chromit, troilit, ojediněle fáze SiO_2. Mezi zrny pyroxenu a plagioklasu je zřetelná kalcitová žilka (obr. 39), jde o sekundární výplň puklin jako projev pozemského zvětrávání na pouštním povrchu oblasti Hammadah al Hamra tvořeného jurskými a křídovými pískovci a vápenci.

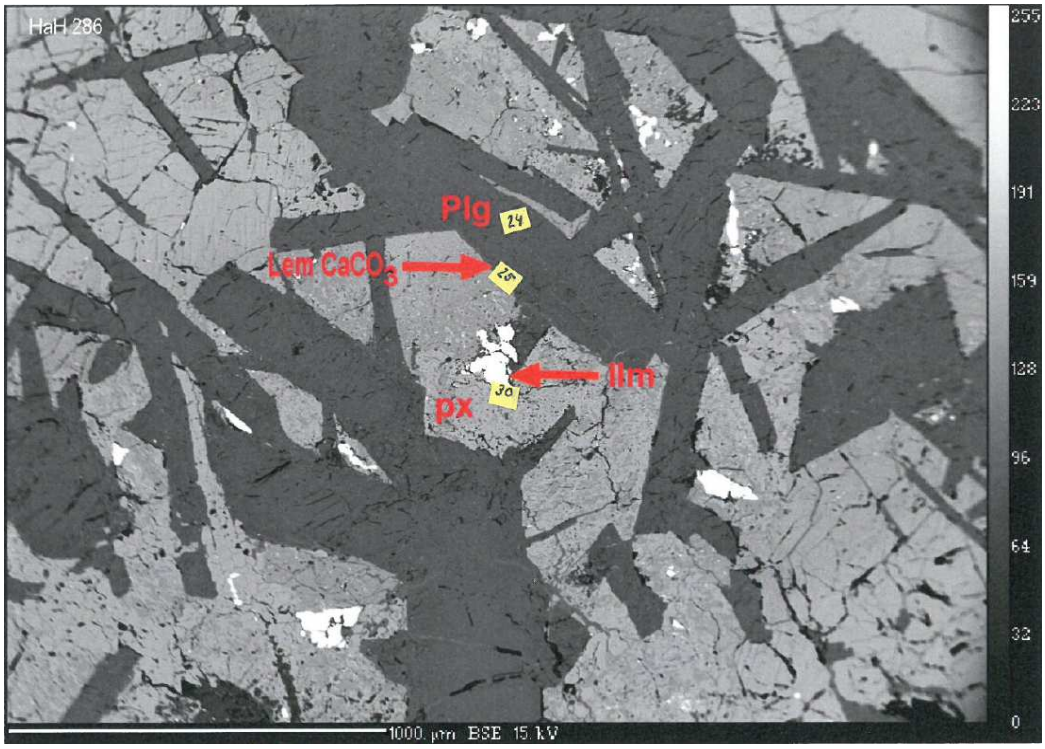
a) b)



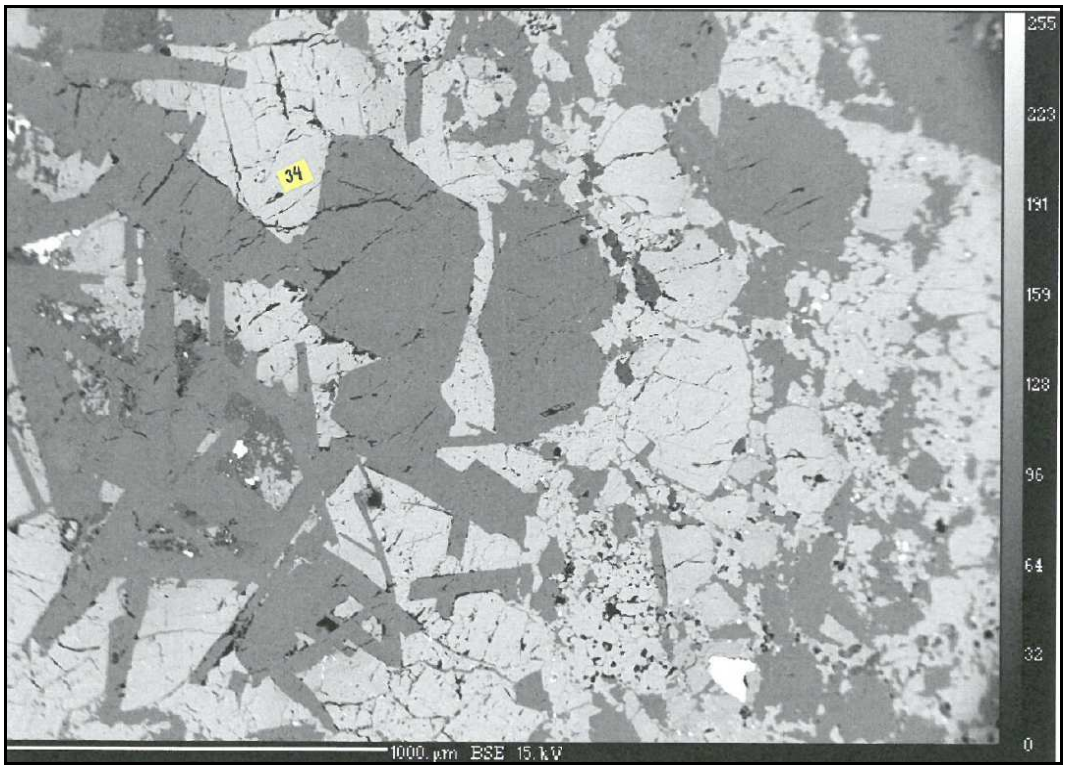
Obr.19. a) Ofitická struktura HaH 286 – lišty plagioklasu kolem zrn pyroxenu, zv. 2,5x PPL, b) XPL (foto Z. Losos, M. Šimčíková)



Obr. 20. Detail exsolučních lamel v pyroxenu, zv. 10x, XPL(foto Z. Losos, M. Šimčíková)



Obr. 21. Foto BSE – ofitická/subofitická struktura HaH 286 (foto R. Škoda, M. Šimčíková)

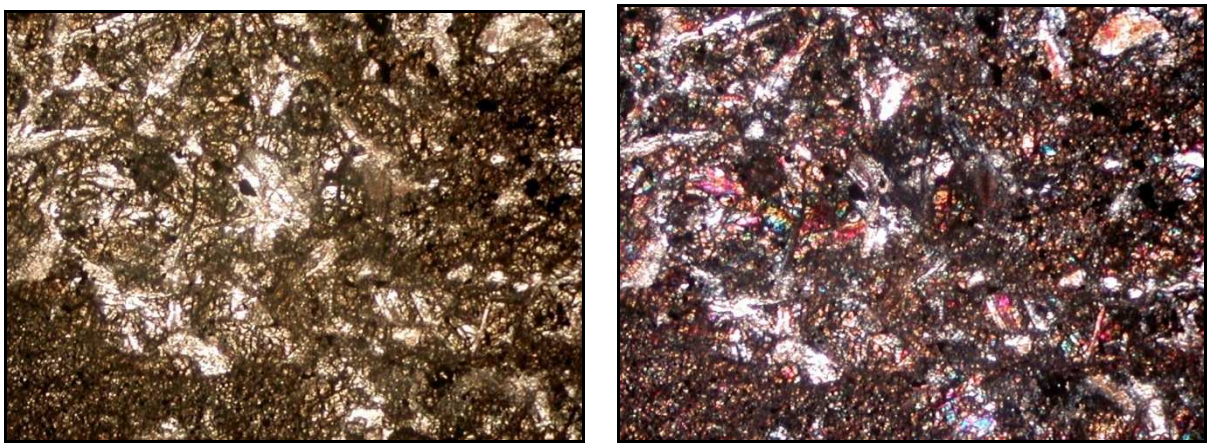


Obr. 22. Foto BSE - jiná oblast HaH 286 – v pravé části snímku nepravidelná tmavě šedá zrna plagioklasu a světle šedá zrna pyroxenů jsou zřejmě výsledkem přetavení v důsledku šokové metamorfózy, vlevo typická ofitická/subofitická struktura (foto R. Škoda, M. Šimčíková).

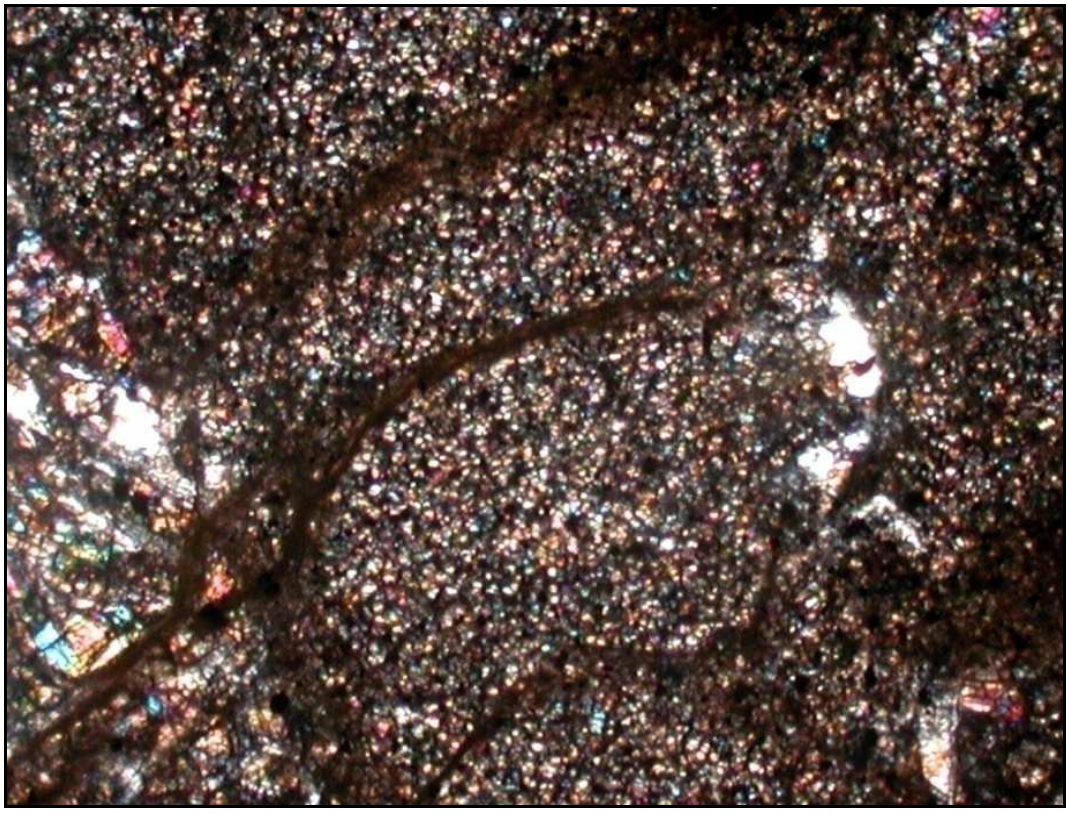
7. 2. Northwest Africa 4536

Meteorit NWA 4536 byl rovněž zařazen mezi eukrity, s modálním minerálním složením 44 % plagioklasu, 43 % pyroxenu (z toho 27 % pigeonitu a 16 % augitu), 10 % fáze SiO_2, 4 % ilmenitu, troilitu a ostatních akcesorií (Weisberg a kol., 2008 a zdroje tamtéž). Ve studovaném výbrusu však bylo modální zastoupení minerálů orientačně vyčísleno na 59 % pyroxenu, 37 % plagioklasu, dále 0,16 % fáze SiO_2, dále 1,4 % ilmenitu a zlomky % chromitu a troilitu, odhad hustoty horniny činí 3,3 g/cm^3. Na studovaném vzorku světle šedé barvy jsou patrné dvě litologie – jemnozrnná a hrubozrnná brekciovaná struktura (obr. 27) s viditelnou ostrou hranicí, obdobné eukrity bývají někdy nazvány jako dimiktní (viz obr. 28). Známky terestrického zvětrávání nebyly pozorovány. Hrubozrnná struktura s velikostí zrn 0,3 až 1 mm je patrně výsledkem šokové metamorfózy, typické pro eukrity. V jemnozrnné části mají symetrická zrna nízkovápenatého pyroxenu ($Wo_{02}En_{33}Fs_{65}$) a augitu ($Wo_{42}En_{28}Fs_{30}$) spolu s plagioklasem (An_{86-88}) velikost 10–30 μm. Mezi zrny pyroxenů a plagioklasů je roztroušen ilmenit, droboučká zrnka troilitu, fáze SiO_2 a vzácně i kovové železo (obr. 24, 26). Tato

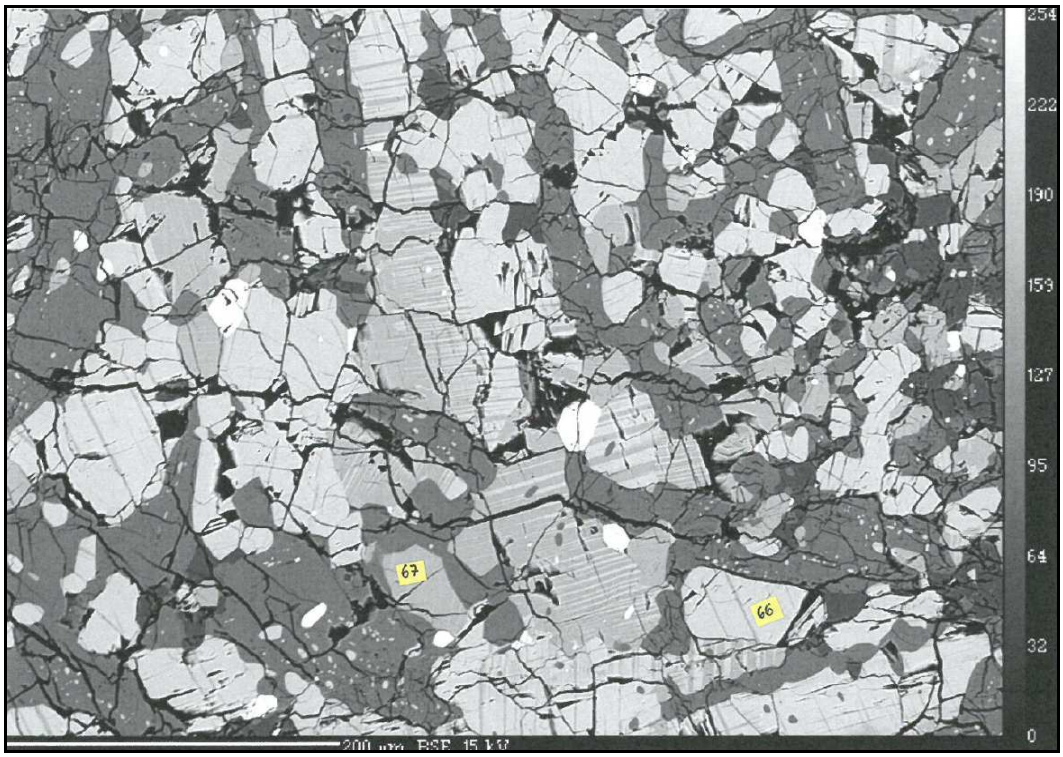
struktura může být považována za granulitickou, která vzniká u eukritů, jež byly součástí tenké rané kůry mateřského tělesa s horkým magmatem v podloží.



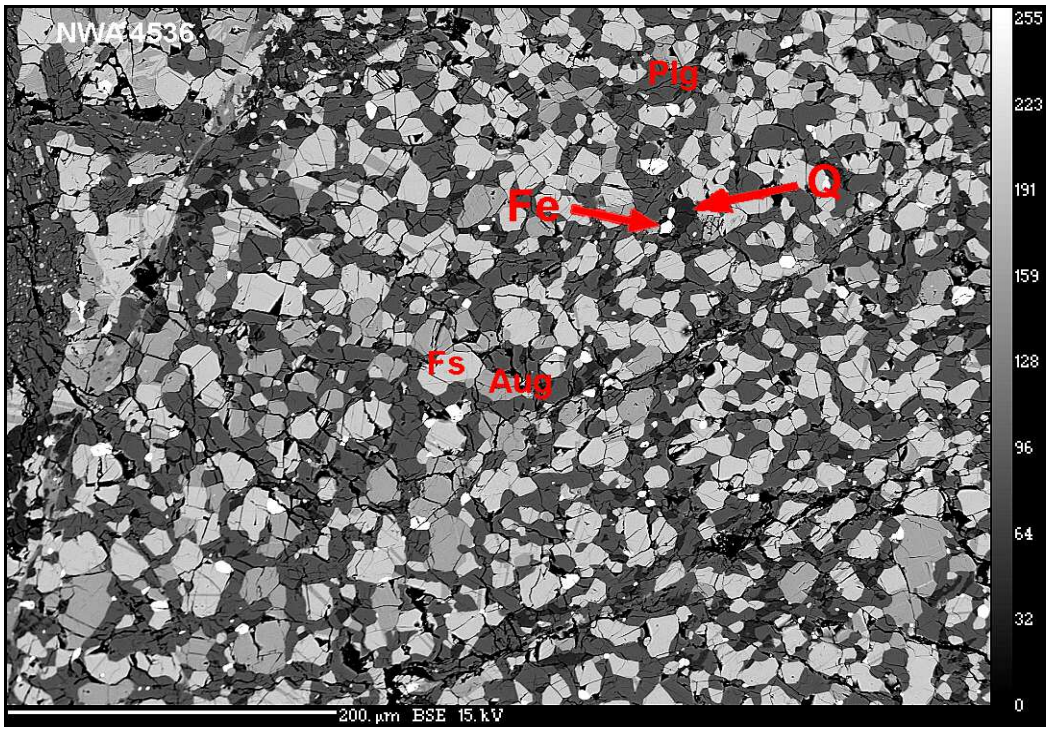
Obr. 23. a) NWA 4536 – hrubozrnná část - brekciace, zv. 2,5 x - PPL, b) XPL (foto Z. Losos, M. Šimčíková)



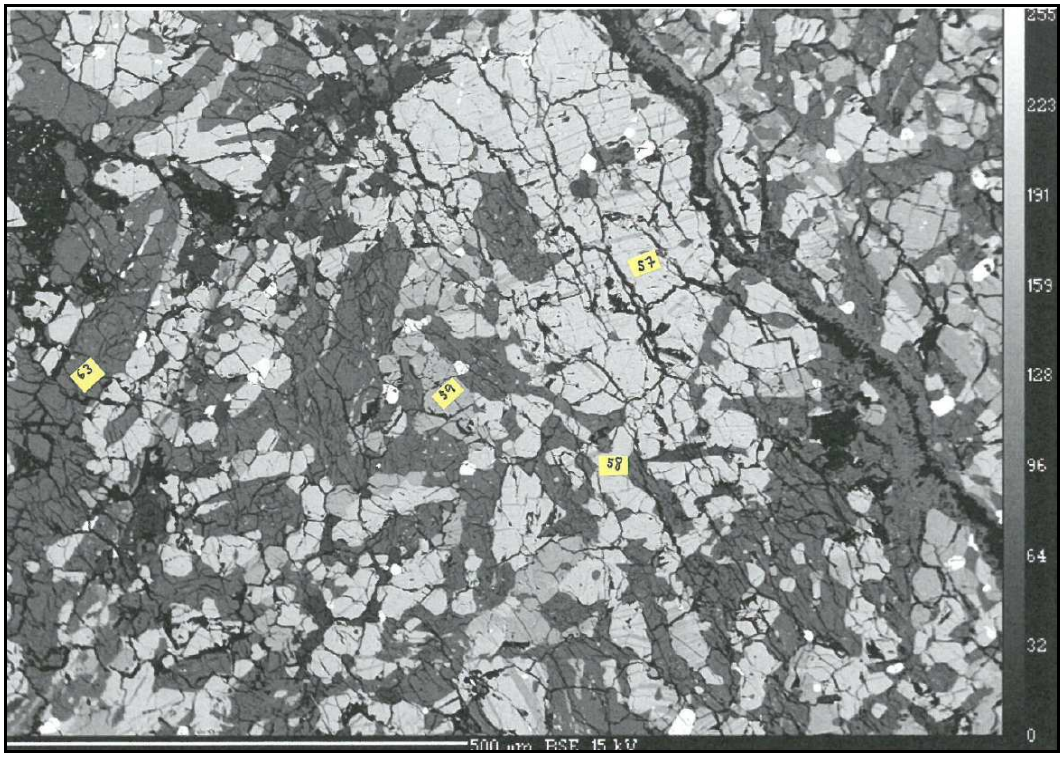
Obr. 24. NWA 4536 – hranice dvou litologií, zvětšení. 2,5 x - XPL (foto Z. Losos, M. Šimčíková)



Obr. 25. NWA 4536 (foto R. Škoda, M. Šimčíková)



Obr. 26. BSE foto NWA 4536 – jemnozrnná část, granoblastická struktura – světle šedá zrna pyroxenů (ferrosilit, augit), tmavší plagioklasy (bytownit), nejtmavší ojedinělé zrno SiO_2 (označené jako Q), v něm troilit a ryzí Fe (foto R. Škoda, M. Šimčíková).

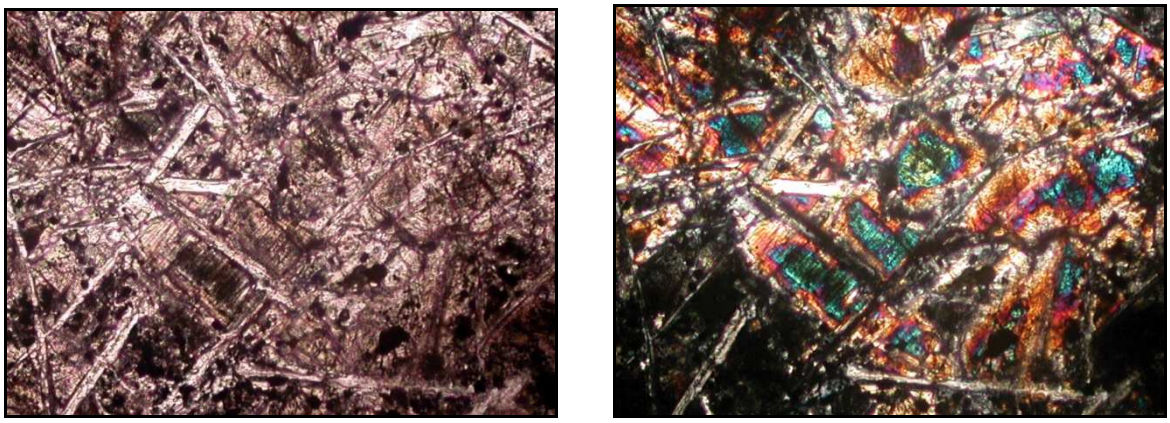


Obr. 27. BSE foto NWA 4536 – hrubozrnná část – rozpraskané světle šedé pyroxeny (ferrosilit, augit (analýza č.), tmavší plagioklasy (bytownit), bílé ilmenity(foto R. Škoda, M. Šimčíková).

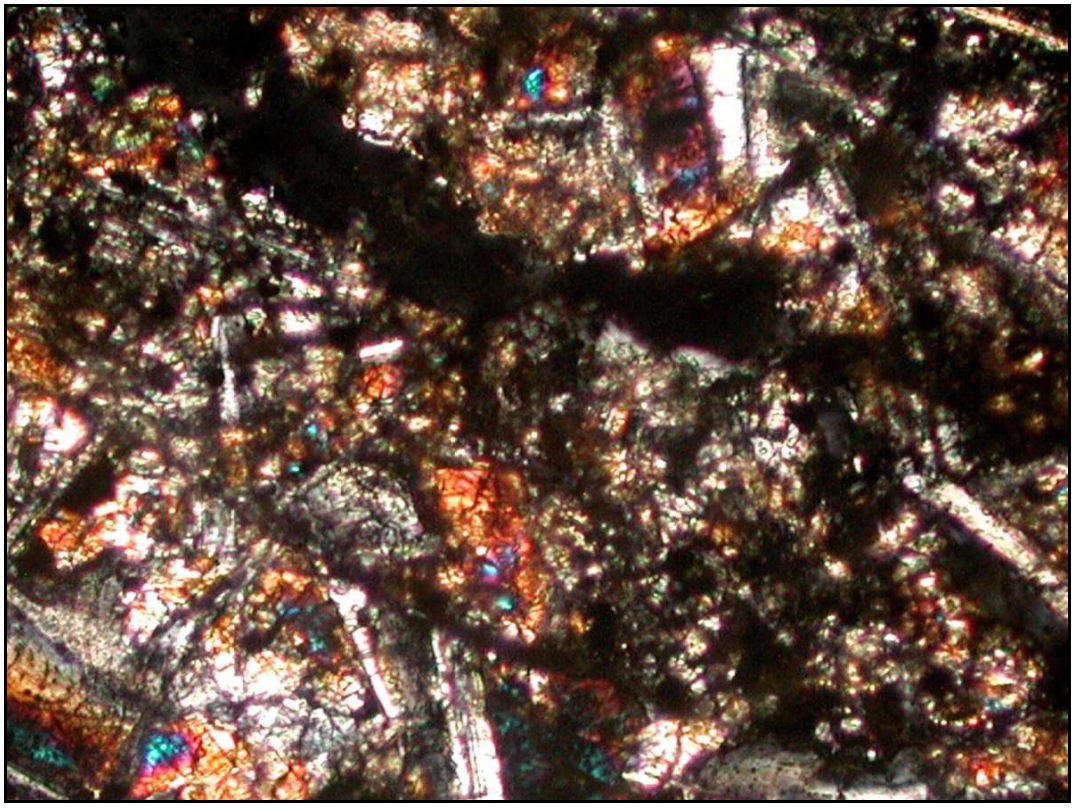
7. 3. Northwest Africa 5235

Jedná se o poměrně čerstvý vzorek bazaltického eukritu (Weisberg a kol., 2009 a zdroje tamtéž), na kterém jsou opět patrné dvě litologie, tmavě šedá část s převládající ofitickou strukturou (obr. 28, 29, 30) a světlejší, hrubozrnná část (obr. 32). Minerální složení v obou částech je obdobné a sestává z plagioklasu (An_{81-91}) a pyroxenů, bez přítomnosti olivínu, s akcesoriemi ilmenitem, chromitem a troilitem (orientačně vypočtené modální minerální složení udává 57 % pyroxenu, 36 % plagioklasu, 4 % fáze SiO_2, zbývající 3 % tvoří akcesorický ilmenit, chromit a troilit. Na obr. 29 je zachycena žilka skla vzniklá z taveniny, která vyplnila prasklinu a rychle utuhla. Složení nízkovápenatého pyroxenu se pohybuje v rozmezí $Wo_{01-04}En_{33-34}Fs_{62-65}$, složení augitů pak v rozmezí Wo_{34-43} $En_{28-30}Fs_{28-36}$. Téměř každé zrno nízkovápenatého pyroxenu má odmíšené lamely augitického složení o šířce 2 až 5 μm, chemická zonálnost pozorována nebyla, původní pigeonit je již částečně přeměněn na ortopyroxen. Minerální zrna vykazují znaky rupturní deformace patrně jako důsledek impaktní aktivity v historii mateřského tělesa (obr. 31).

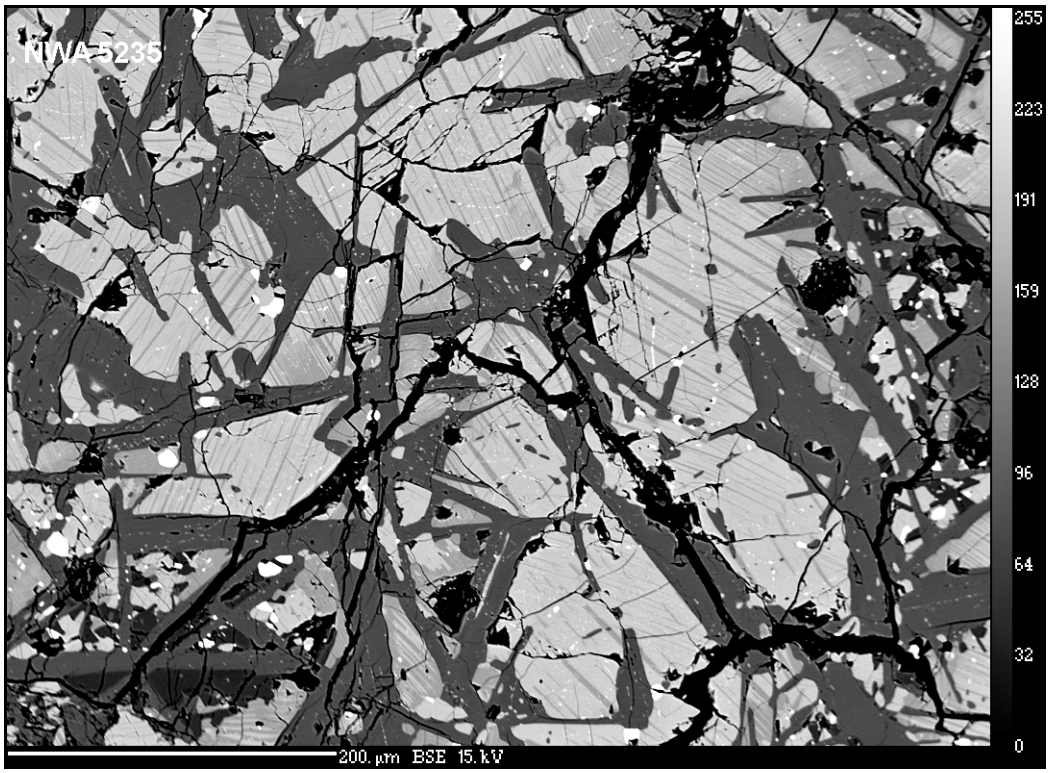
a) b)



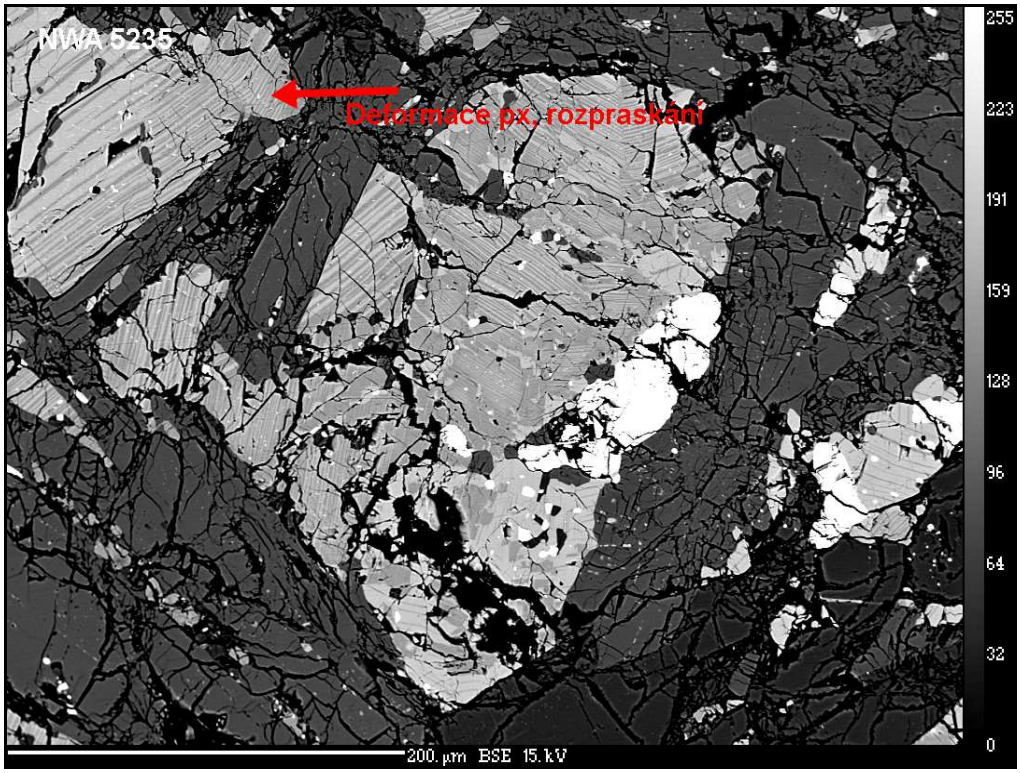
Obr. 28 a) NWA 5235 – brekciace a relikty ofitické struktury, zv. 10x, PPL, b) XPL (foto Z. Losos, M. Šimčíková)



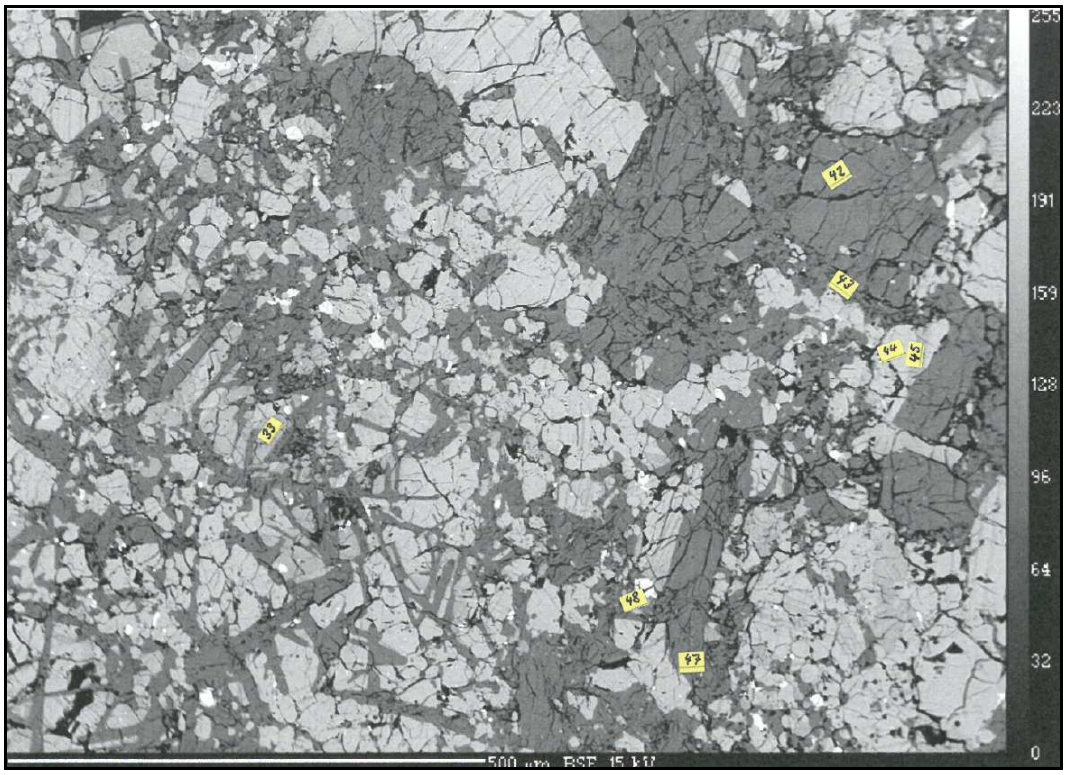
Obr. 29. NWA 5235 - brekciace, přes horní polovinu snímku patrná žilka skla, zv. 10x - XPL (foto Z. Losos, M. Šimčíková)



Obr. 30. BSE foto NWA 5235 – ofitická struktura – plagioklasy uzavírají zrna pyroxenů, v pyroxenech jsou patrné drobné uzavřeniny plagioklasů – struktura poikilitická (foto R. Škoda, M. Šimčíková).



Obr. 31. BSE foto NWA 5235 – hrubozrnná část, poikiloofitická struktura – na zrnech světle šedých pyroxenů obklopených lištami plagioklasů je patrná plastická deformace, v pyroxenech jsou uzavírány drobné plagioklasy (foto R. Škoda, M. Šimčíková).



Obr. 32. BSE foto NWA 5235 – přechod dvou litologií s lokalizací bodových analýz minerálů pyroxenu, plagioklasu a ilmenitu (foto R. Škoda, M. Šimčíková)

8. Chemické složení minerálů

8. 1. Pyroxeny

Původním pyroxenem všech eukritových bazaltů je pigeonit s primární zonálností, uchovanou v závislosti na intenzitě metamorfózy. U většiny eukritů však došlo u pigeonitu k Fe/Mn ekvilibraci a odmíšení augitu, důsledkem je přeměna pigeonitu na ortopyroxen. Ani studované vzorky nejsou výjimkou. U převážné většiny jejich pyroxenů není zonálnost patrná, může se jednat o 4 - 6 metamorfní stupeň dle škály stanovené Takedou a Grahamem (1991), kdy za působení teplot ~1000 °C mohlo dojít k homogenizaci Ca - Mg v původních zonálních pyroxenech (Yamaguchi a kol., 1996).

Průměrně chemické složení nízkovápenatých pyroxenů v eukritech HaH 286, NWA 4536 a NWA 5235 je $Wo_{01-07}En_{32-36}Fs_{58-66}$ a $Wo_{34-42}En_{28-34}Fs_{28-36}$ pro Ca–pyroxeny, jak je patrno z obr. 35.

Analýza	38	39	40	41	44	45
SiO2	51,23	48,76	50,03	49,04	49,29	49,52
TiO2	0,31	0,07	0,10	0,08	0,10	0,40
Al2O3	0,61	0,18	0,15	0,23	0,19	0,43
Cr2O3	0,60	0,06	0,10	0,13	0,06	0,47
FeO	16,81	36,63	36,43	38,62	38,09	21,91
MnO	0,49	1,35	1,23	1,18	1,30	0,72
MgO	9,71	11,12	11,29	11,25	11,28	10,40
CaO	20,72	0,73	2,00	0,86	0,88	16,69
Na2O	0,05	0,00	0,05	0,04	0,00	0,05
K2O	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01	0,01
SUMA	100,70	98,99	101,42	101,53	101,27	100,59
normalizace na 6 atomů kyslíku ve vzorkové jednotce						
Si	1,971	1,988	1,986	1,964	1,974	1,938
Al	0,028	0,009	0,007	0,011	0,009	0,020
Cr	0,018	0,002	0,003	0,004	0,002	0,015
Ti	0,009	0,002	0,003	0,002	0,003	0,012
Fe(ii)	0,541	1,247	1,207	1,284	1,269	0,711
Mn	0,016	0,047	0,041	0,040	0,044	0,024
Mg	0,557	0,676	0,668	0,672	0,673	0,607
Ca	0,854	0,032	0,085	0,037	0,038	0,700
Na	0,004	0,000	0,004	0,003	0,000	0,003
K	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000
SUMA	3,999	4,004	4,005	4,019	4,013	4,029
Wo	43,32	1,60	4,24	1,81	1,86	34,23
En	28,26	33,76	33,32	33,00	33,25	29,67
Fs	28,24	64,62	62,26	65,04	64,87	35,93
Ac	0,18	0,01	0,18	0,16	0,02	0,17
klsf.	aug	fs	fs	fs	fs	aug
mg #	50,74	35,15	35,64	34,36	34,66	46,03
Fe/Mn	34,16	26,79	29,20	32,05	28,70	29,88

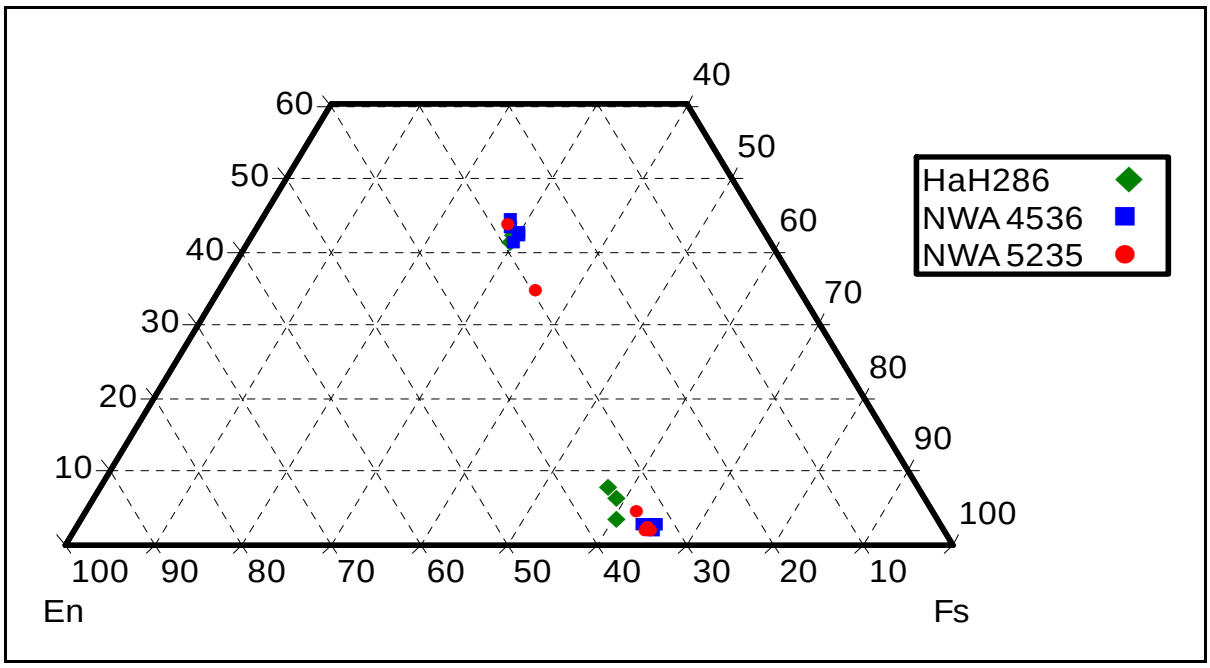
Tab. 4. Chemické složení pyroxenů NWA 5235

Analýza	26	27	34	35	36
SiO2	50,40	48,74	49,90	49,51	50,42
TiO2	0,29	0,17	0,20	0,18	0,25
Al2O3	0,44	0,26	0,12	0,27	0,46
Cr2O3	0,24	0,08	0,36	0,11	0,22
FeO	18,25	32,80	33,29	35,94	17,56
MnO	0,63	1,15	0,94	0,89	0,44
MgO	10,28	11,50	11,40	12,33	9,81
CaO	20,17	3,48	2,79	1,54	20,01
Na2O	0,13	0,03	0,06	0,08	0,09
K2O	0,02	0,03	0,00	0,03	0,02
SUMA	100,90	98,29	99,13	101,04	99,36
normalizace na 6 atomů kyslíku ve vzorkové jednotce					
Si	1,949	1,981	2,004	1,970	1,971
Al	0,020	0,012	-0,004	0,013	0,021
Cr	0,007	0,003	0,011	0,003	0,007
Ti	0,008	0,005	0,006	0,005	0,007
Fe(ii)	0,585	1,112	1,122	1,190	0,573
Mn	0,021	0,040	0,032	0,030	0,015
Mg	0,593	0,697	0,683	0,731	0,571
Ca	0,835	0,151	0,120	0,066	0,838
Na	0,010	0,002	0,005	0,006	0,007
K	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001
SUMA	4,029	4,006	3,989	4,015	4,010
Wo	40,89	7,56	6,12	3,25	41,82
En	29,00	34,80	34,80	36,17	28,53
Fs	29,64	57,53	58,83	60,28	29,30
Ac	0,47	0,11	0,25	0,30	0,34
klsf.	aug	pig	pig	fs	aug
mg #	50,3	38,5	37,8	38,1	49,9
Fe/Mn	28,4	28,1	35,0	39,8	39,1

Tab. 5. Chemické složení pyroxenů HaH 286

Analýza	51	52	53	54	57	58	59	60	66	67
SiO2	49,28	50,40	50,68	49,39	48,24	49,20	49,62	50,70	48,19	48,73
TiO2	0,14	0,33	0,35	0,09	0,13	0,11	0,25	0,23	0,10	0,35
Al2O3	0,13	0,73	0,67	0,11	0,18	0,18	0,60	0,55	0,13	0,52
Cr2O3	0,07	0,30	0,27	0,09	0,05	0,04	0,17	0,19	0,06	0,31
FeO	37,20	18,04	17,96	37,45	37,59	37,76	16,87	16,88	37,49	17,58
MnO	1,14	0,51	0,59	1,30	1,20	1,27	0,58	0,49	1,16	0,52
MgO	11,37	9,92	9,58	11,15	10,63	10,79	9,57	9,69	10,88	9,39
CaO	1,19	19,63	20,03	1,04	1,07	1,18	21,21	20,57	0,78	19,98
Na2O	0,00	0,09	0,17	0,00	0,00	0,03	0,03	0,10	0,06	0,09
K2O	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00
SUMA	100,59	100,00	100,36	100,75	99,31	100,64	98,96	99,43	98,87	97,51
normalizace na 6 atomů kyslíku ve vzorkové jednotce										
Si	1,979	1,959	1,964	1,984	1,976	1,982	1,953	1,975	1,977	1,950
Al	0,006	0,033	0,031	0,005	0,009	0,008	0,028	0,025	0,006	0,025
Cr	0,002	0,009	0,008	0,003	0,002	0,001	0,005	0,006	0,002	0,010
Ti	0,004	0,010	0,010	0,003	0,004	0,003	0,007	0,007	0,003	0,010
Fe(ii)	1,245	0,584	0,580	1,255	1,282	1,268	0,552	0,549	1,280	0,584
Mn	0,039	0,017	0,019	0,044	0,042	0,043	0,019	0,016	0,040	0,018
Mg	0,681	0,575	0,553	0,668	0,649	0,648	0,561	0,562	0,665	0,560
Ca	0,051	0,817	0,832	0,045	0,047	0,051	0,894	0,858	0,034	0,857
Na	0,000	0,006	0,013	0,000	0,000	0,002	0,002	0,007	0,005	0,007
K	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
SUMA	4,009	4,011	4,011	4,007	4,011	4,008	4,021	4,006	4,013	4,022
Wo	2,54	40,88	41,64	2,23	2,33	2,52	44,08	43,06	1,70	42,27
En	33,77	28,75	27,70	33,20	32,13	32,21	27,68	28,23	32,85	27,64
Fs	63,69	30,05	30,01	64,58	65,54	65,16	28,14	28,34	65,21	29,73
Ac	0,00	0,32	0,65	0,00	0,00	0,10	0,10	0,37	0,24	0,36
klsf.	fs	aug	aug	fs	fs	fs	aug	aug	fs	aug
mg #	35,4	49,6	48,8	34,7	33,6	33,8	50,4	50,6	34,2	49,0
Fe/Mn	32,1	34,9	29,7	28,4	30,9	29,3	28,8	34,3	31,8	32,9

Tab. 6. Chemické složení pyroxenů NWA 4536

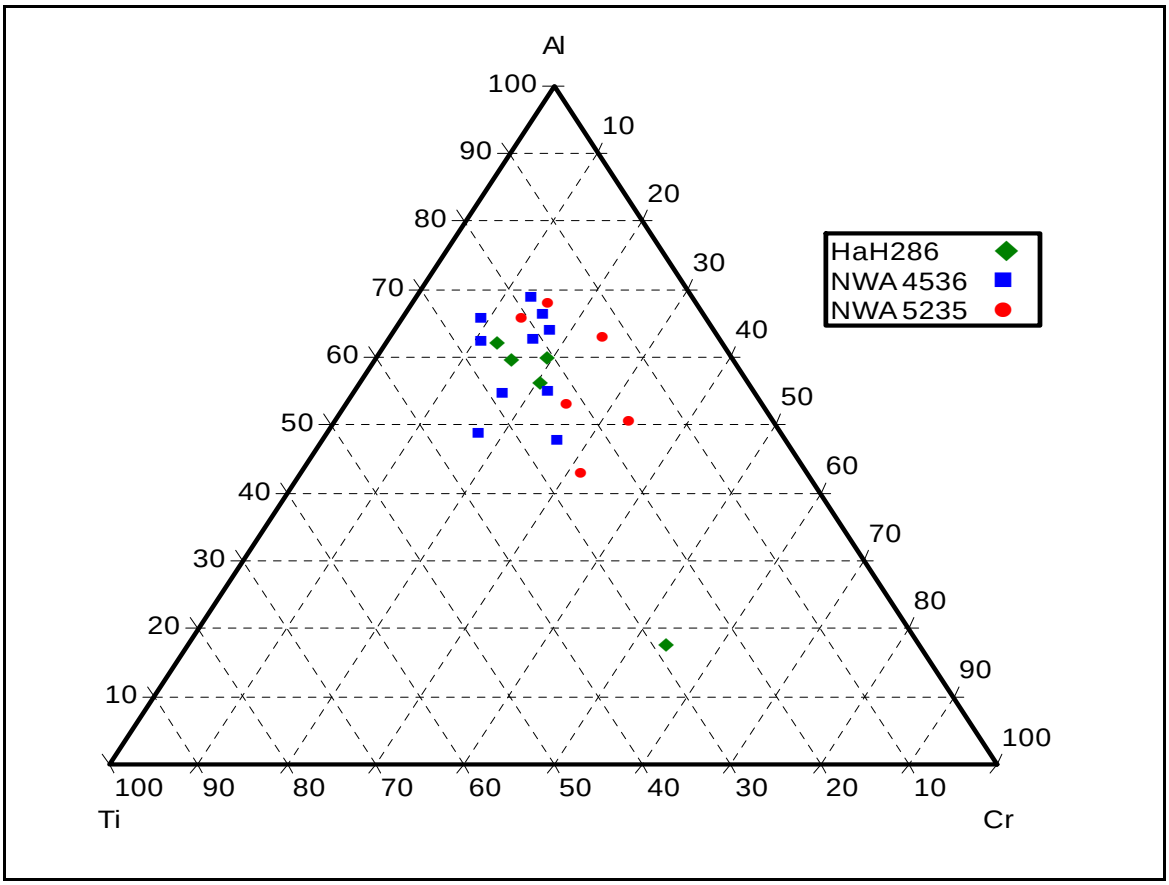


Obr. 33. Chemické složení pyroxenů eukritů HaH 286, NWA 4536 a NWA 5235 podle obecně zavedené klasifikace (Morimoto, 1988; Takeda a Graham, 1991).

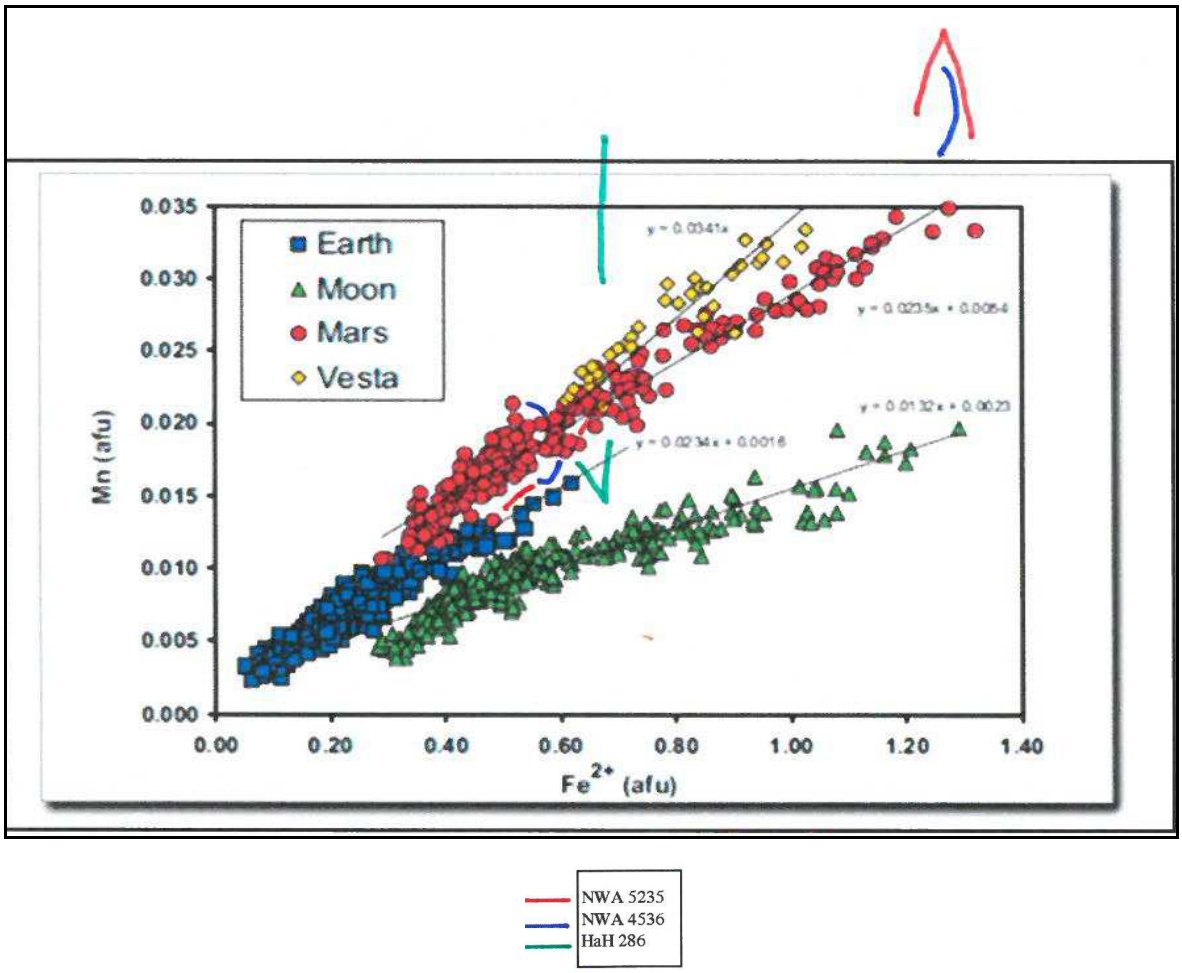
Co se týká chemického složení pyroxenů si jsou HaH 286, NWA 4536 a NWA 5235 podobné (obr. 33), a to jak nízkovápenaté pyroxeny odpovídající složením ferrosilitu, tak i

Ca-bohaté (augity). Ojediněle bylo mikrosondou zachyceno drobné zrno pigeonitu - analyzovaný byl pouze u vzorku HaH 286, ve vzorcích NWA 5235 a NWA 4536 je již patrně všechen primární pigeonit přeměněn exsolucí augitových lamel na ortopyroxen, což je typické pro většinu obyčejných či ekvilibrovaných bazaltických eukritů. Poměry obsahu vedlejších prvků Al, Cr a Ti v ternárním diagramu mohou poukázat na drobné rozdíly ve stupni ekvilibrace, i když v případě studovaných vzorků je množství analýz nedostačujícíc. I přesto lze z obr. 34 odhadovat, že u NWA 4536 jsou nejvíce „nahloučené" – poměry všech komponent jsou nejvíce vyrovnané, tudíž NWA 4536 můžeme považovat za nejvíce ekvilibrovaný (?). U vzorku HaH 286 již patrné výraznější kolísání v obsazích Cr a Al za relativně konstantních obsahů Ti (tzv. trend I.), a tento trend u eukritických pyroxenů převládá, což platí i pro pyroxeny v NWA 5235, ovšem zde tento trend není až tak výrazný. Méně běžně můžeme u pyroxenů v eukritech sledovat variace komponent Ti a Al za konstantních obsahů Cr (tzv. trend II.). Ukázalo se však, že zřejmě neexistuje závislost obsahu Ca na obsahu těchto vedlejších prvků v pyroxenech eukritů (např. Mayne a kol., 2009). U bazaltických hornin se předpokládá pro pyroxeny krystalizační sekvence (např. Pun a Papike, 1996) - kdy dochází k substituci iontů – nejdříve se objeví Cr bohaté komponenty, které s postupných ochuzováním taveniny jsou nahrazovány Al:
$^{VI}Cr^{3+}$ - $^{IV}Al^{3+}$ a $^{VI}Al^{3+}$ - $^{IV}Al^{3+}$ (ochuzení o Cr) → $^{VI}Al^{3+}$ - $^{IV}Al^{3+}$ (krystalizace plagioklasu a společné odebírání Al → $^{VI}Ti^{3+}$ - $^{IV}Al^{3+}$.

Pyroxeny eukritů HaH 286, NWA 4536 a NWA 5235 tak podle svých poměrů Ti, Al a Cr (s poměrně stálými obsahy Ti) krystalizovaly ještě před vznikem plagioklasu. Méně běžný trend II. znamená krystalizaci pyroxenů až po krystalizaci plagioklasu.



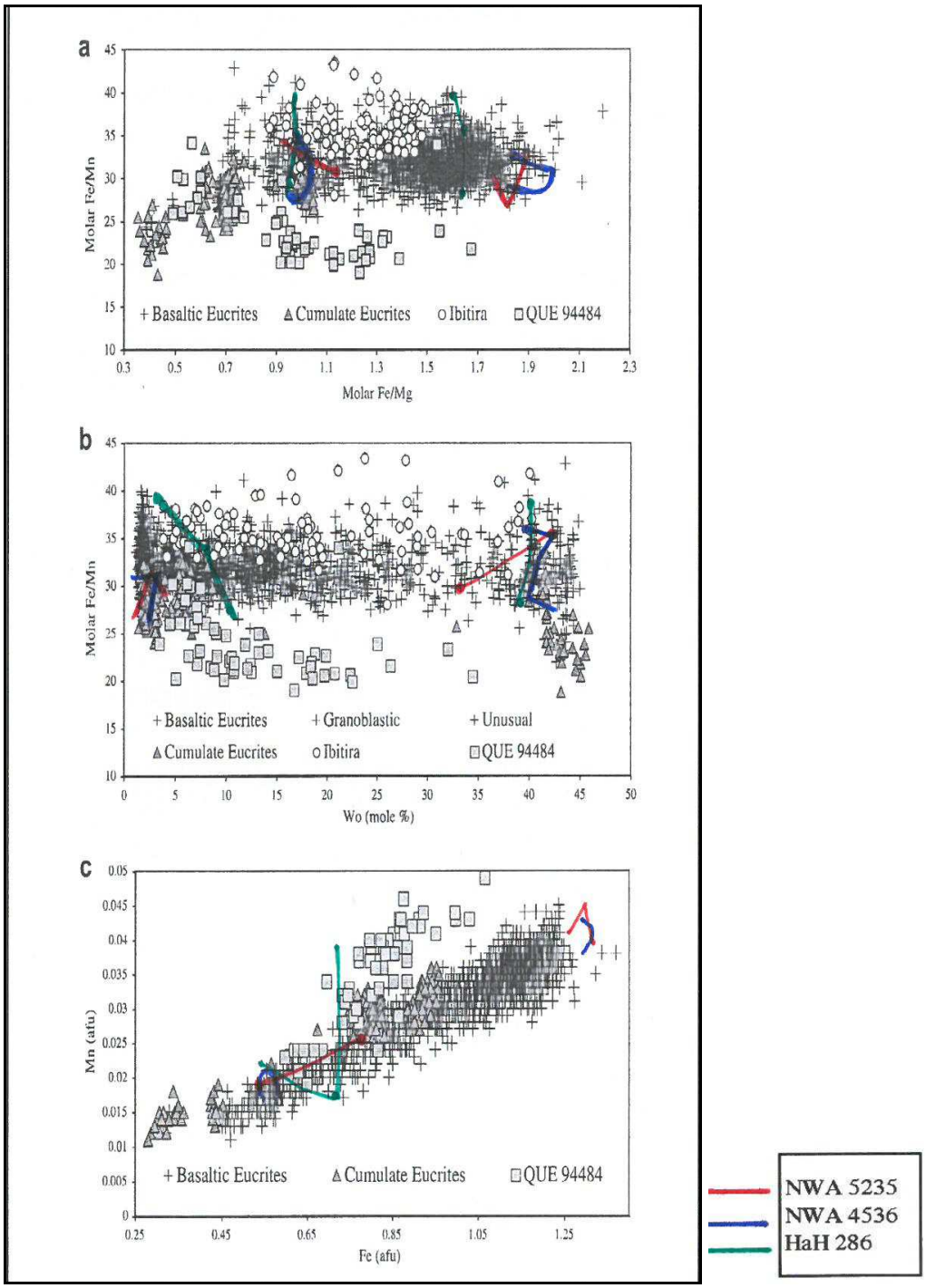
Obr. 34. Zastoupení vedlejších prvků Al, Ti, Cr v pyroxenech studovaných eukritů



Obr. 35. Znázornění obsahů Mn and Fe^{2+} komponenty v pyroxenech pozemských, měsíčních, marsovských bazaltů a HED meteoritů (podle Karner a kol., 2006). Pyroxeny meteoritů HED mají nejnižší poměry Fe/Mn, spolu se vzorky Marsu. Ty se však dají od HED rozlišit díky zastoupení izotopů kyslíku, přítomností maskelynitu a absencí kovové složky FeNi. Spojnice bodů hodnot pro studované vzorky leží v oblasti eukritů, i když již mimo rozpětí diagramu.

Pyroxeny HED meteoritů mají ze všech vzorků nejnižší poměr Fe/Mn. Někdy mohou mít obdobné poměry i bazalty Marsu, tyto lze však rozlišit díky jinému izotopickému složení O, přítomnosti maskelynitu a absenci kovového železa. Pole pro Fe/Mn pyroxenů studovaných vzorků HaH 286, NWA 4536 a NWA 5235 spadá do oblasti HED meteoritů (obr. 35) a odráží původní poměry těchto prvků, které by měly zůstat konstantní i během diferenciace planetárních těles (Papike, 1998).

Na základě poměrů Fe/Mn versus Fe/Mg, popř. Fe/Mn versus wollastonitová komponenta můžeme vidět variace ve složení pyroxenů kumulátových a bazaltických eukritů (viz obr. 36 a), b)) s vyznačením spojnic hodnot pro studované vzorky.



Obr. 36. Diagramy chemismu pyroxenů nebrekciovaných bazaltických eukritů, kumulátových eukritů, eukritu QUE 94484: a) Fe/Mn versus Fe/Mg, b) Fe/Mn versus Wo komponenta, c) Fe/Mn (podle Mayne a kol., 2009)

8. 2. Plagioklasy

Složení plagioklasů studovaných vzorků eukritů je znázorněno na obr. 37., pohybuje se v rozmezí anortit – bytownit (tab. 7, 8, 9), kdy anortitová komponenta ($CaAl_2Si_2O_8$) má rozsah An_{81-91} pro NWA 5235, An_{85-89} pro NWA 4536 a An_{79-91} pro HaH 286. podle zastoupení An komponenty spadají HaH 286, NWA 4536 a NWA 5235 do pole bazaltických eukritů, s o něco menší bazicitou než je obvyklá u kumulátových eukritů. Nejširší rozmezí An komponenty má HaH 286, jenž by dle dat autorů Szurgot a Polaňski (2011) mohl inklinovat k trendu Nuevo Laredo, pro který je typické širší rozmezí An_{74-92} oproti ostatním bazaltickým eukritům (Warren a Jerde 1987). Ortoklasová ($KAlSi_3O_8$) komponenta je nízká ($Or_{00,2\ -\ 01,2}$) a podíl K_2O činí 0,04 až 0,2 hm. % u všech vzorků - pro bazaltické eukrity jsou typické nízké obsahy K_2O (≤ 0,2 až 0,3 hm. %). Podíl Fe v plagioklasech bazaltických eukritů většinou nepřesahuje 0,06 apfu Fe (Papike, 1998), některé plagioklasy NWA 5235 a zejména NWA 4536 mají obsahy Fe nepatrně vyšší. Výrazná zonálnost plagioklasů nebyla pozorována. Analýza (č. 24, 25 viz tab. 7.) u jednoho většího zrna plagioklasu u HaH 286 však zjistila mírný rozdíl v bazicitě středové (An_{91}) a okrajové části (An_{79}) – jedná se o tzv. normální zonálnost, kdy střed plagioklasů je baziětější, zatímco na okrajích je mírně zvýšený podíl albitové komponenty, což svědčí o postupném snižování teploty magmatického prostředí během krystalizace plagioklasu.

HaH 286						
Analýza	**24**	**25**	**28**	**29**	**32**	**33**
SiO2	44,16	48,08	46,12	47,47	45,36	45,74
Al2O3	34,15	32,10	34,44	31,92	34,19	34,42
FeO	0,11	0,27	0,14	0,25	0,21	0,27
CaO	18,70	16,61	18,14	16,99	18,74	18,65
Na2O	1,01	2,26	1,28	2,43	1,03	1,04
K2O	0,06	0,16	0,06	0,17	0,09	0,06
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
P2O5	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
SrO	0,09	0,03	0,04	0,09	0,03	0,04
PbO	0,00	0,12	0,00	0,04	0,00	0,28
SUMA	98,28	99,63	100,21	99,36	99,68	100,51
normalizace na 32 atomů kyslíku ve vzorkové jednotce						
Si	8,321	8,882	8,484	8,820	8,416	8,433
Al	7,583	6,989	7,467	6,989	7,475	7,478
Fe(ii)	0,017	0,041	0,021	0,039	0,032	0,041
Ca	3,774	3,287	3,576	3,382	3,724	3,684
Na	0,368	0,809	0,455	0,874	0,372	0,372
K	0,015	0,038	0,013	0,040	0,021	0,013
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
SUMA	20,079	20,047	20,016	20,143	20,042	20,021
klsf.	an	by	by	by	an	an
An	90,80	79,49	88,42	78,73	90,46	90,52
Ab	8,84	19,58	11,25	20,35	9,03	9,15
Or	0,36	0,93	0,32	0,93	0,51	0,32

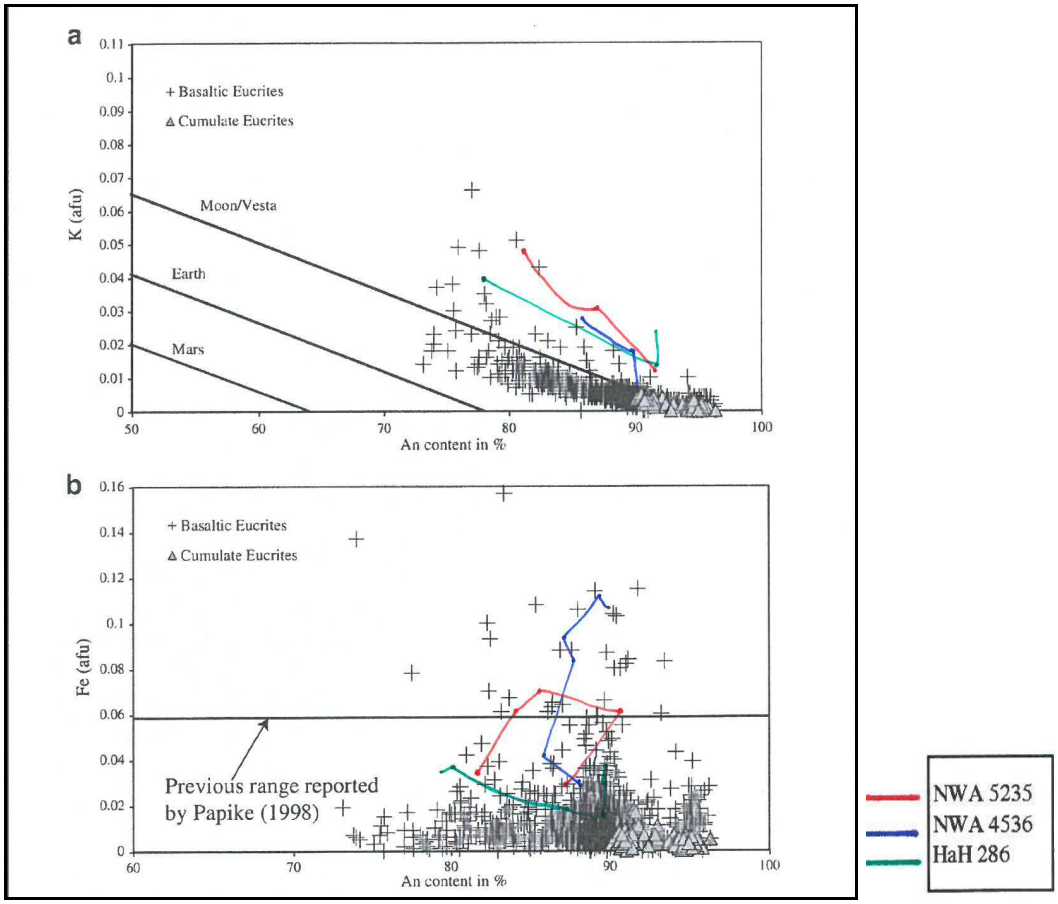
Tab. 7. WDS analýzy plagioklasů u HaH 286

NWA 4536						
Analýza	**55**	**56**	**61**	**62**	**63**	**68**
SiO2	44,58	45,39	45,75	45,64	45,34	46,25
Al2O3	34,05	34,23	33,49	33,08	34,37	34,35
FeO	0,68	0,73	0,25	0,55	0,19	0,52
CaO	17,88	18,45	17,85	16,96	17,87	18,20
Na2O	1,22	1,35	1,63	1,58	1,25	1,55
K2O	0,04	0,05	0,11	0,12	0,08	0,10
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,07	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00
Cl	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00
SrO	0,05	0,03	0,05	0,06	0,02	0,00
PbO	0,00	0,08	0,12	0,05	0,00	0,00
SUMA	98,59	100,31	99,25	98,10	99,14	101,08
normalizace na 32 atomů kyslíku ve vzorkové jednotce						
Si	8,378	8,396	8,528	8,591	8,435	8,471
Al	7,541	7,462	7,356	7,339	7,535	7,414
Fe(ii)	0,106	0,112	0,039	0,086	0,030	0,080
Ca	3,599	3,657	3,565	3,420	3,562	3,572
Na	0,444	0,482	0,587	0,576	0,450	0,551
K	0,010	0,011	0,025	0,029	0,020	0,022
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SUMA	20,078	20,120	20,100	20,042	20,033	20,109
klsf.	by	by	by	by	by	by
An	88,80	88,11	85,33	84,98	88,34	86,17
Ab	10,95	11,62	14,06	14,31	11,17	13,29
Or	0,25	0,27	0,61	0,72	0,49	0,54

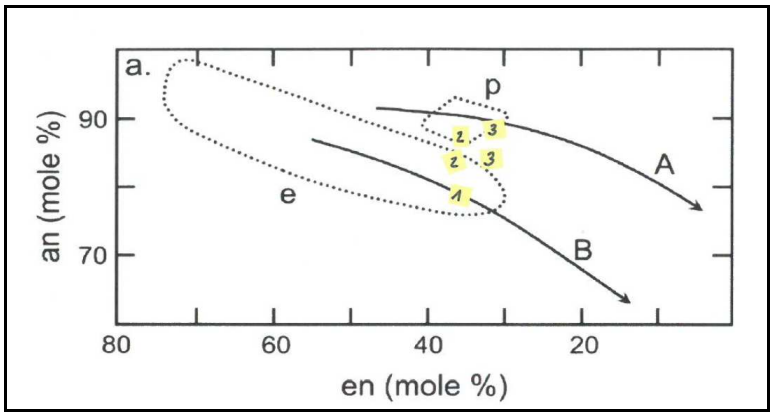
Tab. 8. WDS analýzy plagioklasů NWA 4536

NWA 5235						
Analýza	**42**	**43**	**50**	**55**	**46**	**47**
SiO2	45,80	46,79	47,20	44,58	48,90	45,38
Al2O3	33,61	33,14	31,54	34,05	32,15	34,56
FeO	0,22	0,42	0,46	0,68	0,32	0,41
CaO	17,60	16,74	17,05	17,88	16,36	17,87
Na2O	1,40	1,84	1,59	1,22	1,98	0,98
K2O	0,14	0,16	0,14	0,04	0,20	0,06
BaO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02
P2O5	0,01	0,02	0,00	0,07	0,01	0,00
Cl	0,01	0,00	0,04	0,03		
SrO	0,08	0,05	0,05	0,05		
PbO	0,13	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
SUMA	99,00	99,16	98,09	98,59	100,03	99,44
normalizace na 32 atomů kyslíku ve vzorkové jednotce						
Si	8,545	8,688	8,861	8,378	8,969	8,427
Al	7,391	7,252	6,979	7,541	6,949	7,563
Fe(ii)	0,034	0,066	0,072	0,106	0,048	0,064
Ca	3,518	3,329	3,429	3,599	3,214	3,555
Na	0,507	0,662	0,578	0,444	0,704	0,351
K	0,034	0,038	0,034	0,010	0,047	0,013
Ba	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002
SUMA	20,029	20,036	19,956	20,078	19,932	19,974
klsf.	by	by	by	by	by	an
An	86,67	82,62	84,84	88,80	81,07	90,71
Ab	12,50	16,44	14,31	10,95	17,75	8,96
Or	0,83	0,94	0,85	0,25	1,18	0,34

Tab. 9. WDS analýzy plagioklasů u HaH 286



Obr. 37. Chemické složení plagioklasů nebrekciovaných eukritů a) draselná (apfu) versus anortitová komponenta – linie vyčleňujících pole Marsu, Země, Měsíce a Vesty stanovil (Papike, 1998), b) Fe (apfu) versus anortitová komponenta

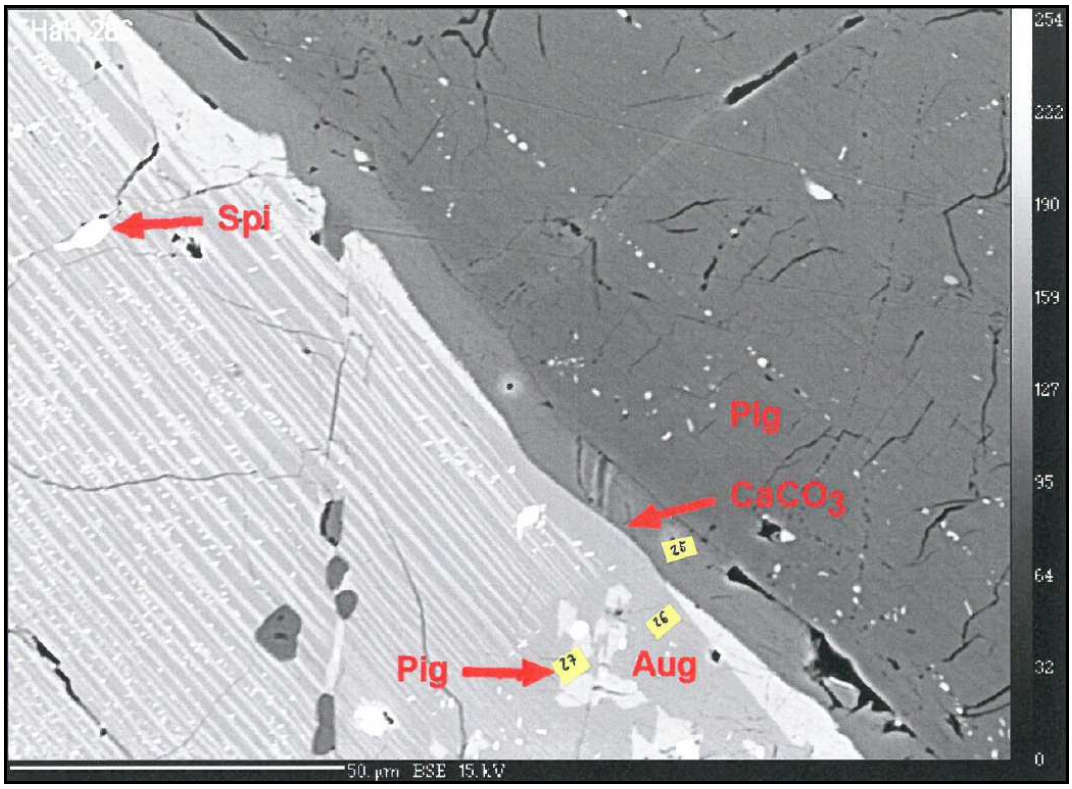


Obr. 38. Poměr An v plagioklasech versus En komponenty v nízko vápenatých pyroxenech u bazaltických eukritů s vyznačením mineralogických odlišností trendů A, B) (Ikeda a Takeda, 1985) a polí p – peritektické bazalty a polí e - více vyvinuté bazalty (Delaney a kol., 1981).

Z obr. 38 by se mohlo zdát, že HaH 286 více inklinuje k vyvinutějším bazaltovým typům (Stannern trend), vzhledem k tomu, že u něj byl zaznamenán největší rozptyl An komponenty v plagioklasech. Z důvodu nedostačujícího počtu vhodných analytických dat však bereme uvedené hodnoty s rezervou.

8.3. Akcesorické minerály

Mezi typické akcesorie eukritů patří apatit, fáze SiO_2 (nejčastěji v zastoupení tridymitu či kristobalitu, méně často křemene), chromit, ilmenit, troilit, kovové železo, vzácně zirkon.
Oxidy jsou v bazaltických eukritech zastoupeny většinou ilmenitem a směsnými členy řady chromit ($FeCr_2O_4$) – ulvöspinel (Fe_2TiO_4), nejčastěji jde o přechody Ti bohatého chromitu do Cr-ulwöspinelu. V eukritu NWA 4536 byla analyzována dvě zrna ulvöspinelu (tab. 11), získané analýzy však mohou být ovlivněny oxidací během terestrického zvětrávání. Podle dat autorů Mayne a kol., (2009) se podíl Cr komponenty zvyšuje s rostoucím stupněm metamorfózy vzorku, o čemž svědčí např. granoblastická struktura u části vzorku NWA 4536. U vzorku HaH 286 se v některých pyroxenech vyskytuje tzv. „sprejovitý“ (patrně) Cr-spinel (vzhledem k velikosti jej nebylo možné analyzovat), krystalograficky orientovaný podél exsolučních lamel v pyroxenech (viz obr. 39). O intenzivnějších termálních jevech eukritů může svědčit i zvýšení podílu TiO_2 ve spinelidech eukritů (Arai a kol., 1998).



Obr. 39. HaH 286 – detail zrn pyroxenu a plagioklasu. Na rozhraní minerálů je žilka kalcitu vzniklého patrně díky terestrickému zvětrávání. Podél augitových exsolučních lamel v pyroxenu je patrný sprejovitý Cr-spinel. Tenké lamely (cca 2,5 µm) svědčí o poměrně rychlém zchlazení. Větší, bílá zrna v pyroxenu jsou také Cr-spinely a ilmenity (foto R. Škoda, M. Šimčíková).

Ilmenit je běžnou akcesorní bazaltických eukritů jako produkt přímé krystalizace magmatu a bývá vázán na pyroxeny. Jeho analýzy v studovaných vzorcích jsou uvedeny v tab. 10. Obsahy MgO jsou ve všech ilmenitech relativně nízké (0,39 – 1,15 hm. %). U HaH 286 je však patrné mírné zvýšení obsahu MgO oproti NWA 5235 a NWA 4536. Uniformní složení zrn ilmenitu poukazuje na jejich jednotnou krystalizaci.

Z nepatrných rozdílů v obsahů SiO_2 a Al_2O_3, které mohou do struktury ilmenitů vnikat během alteračních procesů, se zdá, že tyto procesy se mohly nejvíce uplatnit u NWA 4536, rozdíly jsou ovšem velmi malé. Rovněž obsahy MnO jsou nízké a zřídkakdy přesahují 1 hm. % - v pozemských kyselých magmatitech slouží obsahy MnO k určení stupně diferenciace magmatu (Bagdasarov, 1986 a zdroje tamtéž). Obsahy Cr_2O_3 u NWA 4536 a NWA 5235 se pohybují v setinách hm. %, u HaH 286 jsou nepatrně vyšší (kolem 0,2 hm. %) – zvýšené obsahy Cr_2O_3 indikují podmínky vyšších teplot a tlaků. V důsledku šokového tavení a následným rychlým ochlazením může dojít k přeměně ilmenitu na Ti-chromit (např. Keil a kol., 1997). Kovové železo bylo detekováno pouze u NWA 4536, jako ojedinělé droboučké zrnko na styku s ilmenitem a to v rekrystalizované části, mezi ekvigranulárními zrny

pyroxenů a plagioklasů (obr. 26). Další akcesorické minerály, tj. apatit, zirkon, nebyly pozorovány.

	HaH 286		NWA 5235		NWA 4536
Analýza	30	31	48	49	64
TiO2	52,77	52,94	52,46	51,78	51,18
Cr2O3	0,26	0,21	0,06	0,06	0,05
Al2O3	0,01	0,03	0,00	0,02	0,07
Nb2O5	0,04	0,03	0,00	0,00	0,08
FeO	44,83	44,75	45,61	45,49	46,03
MnO	0,77	0,87	1,04	1,00	0,95
MgO	1,15	1,12	0,41	0,39	0,41
CaO	0,02	0,03	0,11	0,15	0,12
SiO2	0,02	0,01	0,02	0,07	0,20
ZrO2	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Y2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SnO2	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
WO3	0,11	0,00	0,06	0,00	0,00
V2O3	0,13	0,05	0,13	0,02	0,04
PbO	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
UO2	0,04	0,01	0,10	0,09	0,02
Sc2O3	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ta2O5	0,01	0,04	0,00	0,05	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
SUMA	100,19	100,18	100,00	99,13	99,27
normalizace na 6 atomů kyslíku ve vzorkové jednotce					
Ti	1,991	1,994	1,994	1,987	1,969
Cr	0,010	0,008	0,003	0,002	0,002
Al	0,001	0,002	0,000	0,001	0,004
Nb	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002
Fe	1,880	1,874	1,927	1,940	1,969
Mn	0,033	0,037	0,045	0,043	0,041
Mg	0,086	0,084	0,031	0,029	0,031
Ca	0,001	0,002	0,006	0,008	0,007
Si	0,001	0,000	0,001	0,004	0,010
SUMA kat	4,003	4,000	4,005	4,011	4,025
mg#	4,4	4,3	1,6	1,5	1,6
Fe/Mn	57,4	50,8	43,2	45,1	47,8
cr#	95,1	83,6	100,0	69,2	30,9

Tab. 10. WDS analýzy ilmenitů

NWA 4536				
Analýza	65		69	
SiO2	0,03		SiO2	0,06	
TiO2	15,08		TiO2	12,86	
Al2O3	3,51		Al2O3	4,06	
Cr2O3	32,08		Cr2O3	34,37	
V2O3	0,65		V2O3	0,72	
FeO	45,08		FeO	43,18	
MnO	0,74		MnO	0,74	
MgO	0,45		MgO	0,42	
CaO	0,12		CaO	0,14	
ZnO	0,00		ZnO	0,00	
P2O5	0,00		P2O5	0,00	
CoO	0,02		CoO	0,04	
NiO	0,01		NiO	0,00	
Total	97,78		SUMA	96,58	
normalizace na 32 atomů kyslíku ve vzorkové jednotce					
Si	0,009	0,009	Si	0,018	0,018
Ti	3,395	3,381	Ti	2,926	2,910
Al	1,238	1,233	Al	1,447	1,439
Cr	7,592	7,560	Cr	8,222	8,176
V	7,592	0,156	V	0,174	0,173
Fe(ii)	11,283	11,235	Fe(ii)	10,924	10,863
Mn	0,188	0,187	Mn	0,190	0,189
Mg	0,202	0,201	Mg	0,188	0,187
Ca	0,038	0,038	Ca	0,045	0,045
Zn	0,000	0,000	Zn	0,000	0,000
SUMA kat.	24,102	24,000	SUMA kat.	24,134	24,000
Fe/Fe+Mg	0,982		Fe/Fe+Mg	0,983	
Cr/Cr+Al	0,860		Cr/Cr+Al	0,850	
mg#	1,8		mg#	1,7	
Fe/Mn	58,5		Fe/Mn	55,6	
cr#	86,0		cr#	85,0	

Tab. 11. WDS analýza spinelidů u NWA 4536

U ekvilibrovaných eukritů se v částech s granoblastickou strukturou často v sousedství ilmenitu nachází fáze SiO_2, zřejmě ve formě tridymitu. Je patrně výsledkem parciálního tavení v počátečních stupních metamorfózy, kdy vykrystalizoval se zbytku taveniny – Yamaguchi a kol. (1997) zde uvádějí teploty 1000 – 1100 °C. U neekvilibrovaných eukritů bývá SiO_2 přítomen v mezostázích, tady jeho původ není jednoznačně vysvětlen.

Troilit i kovové železo se v eukritech vyskytují běžně ve formě drobných zrnek. Kovová složka vznikla zřejmě již během krystalizace magmatu za nízké aktivity kyslíku, popř. během pozdější tepelné metamorfózy. Kov však mohl být dodán do struktury eukritů také díky impaktům – zejména jedná-li se o tektonické brekcie, které představují většinu běžných eukritů.

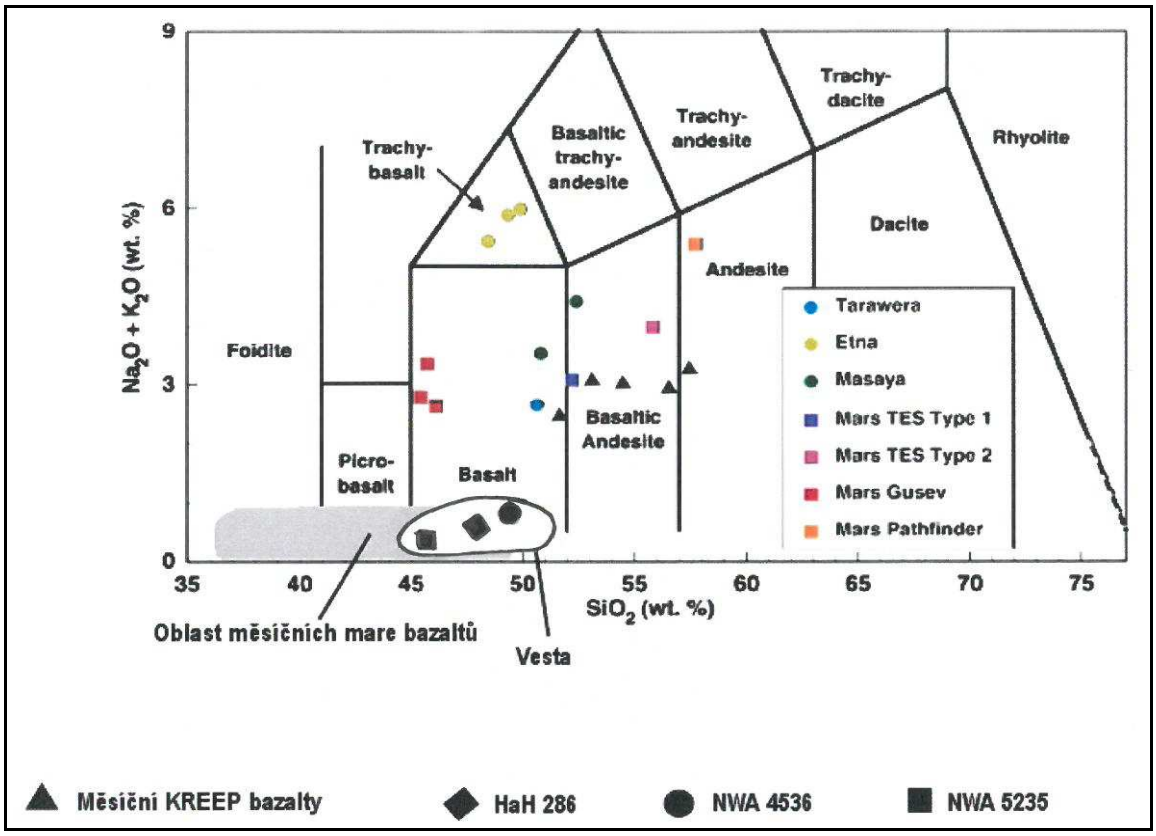
9. Celkový chemismus vzorků

9.1. Hlavní a vedlejší prvky

Celkové složení studovaných vzorků bylo zjištěno pomocí metody INAA, avšak obsahy některých vedlejších a stopových prvků lze brát v potaz pouze orientačně. Studované meteority svým základním celkovým složením náleží do pole bazaltů a jejich pozemským ekvivalentem by mohly bazalty typu MORB (viz obr. 40). Obsahy hlavních prvků u vzorků NWA 5235, NWA 4536 a HaH 286 jsou velmi podobné jako u eukritů hlavní skupiny („main group“ - dále jen „MG“). Poměry Fe/Mn (= 31 - 32) v celkovém složení spolu s poměry Fe/Mn v pyroxenech (= 29 - 36) odpovídají typickému složení HED meteoritů (Hill a kol., 1991). Index hořečnatosti mg# (=100x Mg/(Mg+Fe) pro NWA 5235 a NWA 4536 má hodnoty #mg = (40,4 – 40,3), poměry FeO_{total}/MgO (= 2,6). HaH 286 má hořečnatost nepatrně vyšší (#mg = 42,3) a poměr FeO total/MgO (= 2,4). Všechny vzorky tak spadají do pole nekumulátových - bazaltických eukritů a odpovídají hlavní skupině (MG) eukritů. Obsahy TiO_2 jsou nízké (0,7 hm.%). To vylučuje příslušnost k eukritům typu Stannern a je to podpořeno i nízkými obsahy K_2O (0,04 - 0,06 hm. %). Eukrity, které mají vyšší obsahy TiO_2 a nižší mg#, by náležely k typu Nuevo Laredo, což se zde rovněž nepotvrdilo. NWA 5235, NWA 4536 a HaH 286 tak představují eukrity s poměrně uniformním složením a odpovídajícími obsahy CaO, Al_2O_3, TiO_2, Cr_2O_3 i mg#, tedy typické MG eukrity (obr. 41, 42. 43). Obsahy hlavních, vedlejších a stopových prvků jsou uvedeny v tab.12, 13, v porovnání s publikovanými daty pro typové meteority Juvinas, Stannern and Nuevo Laredo.

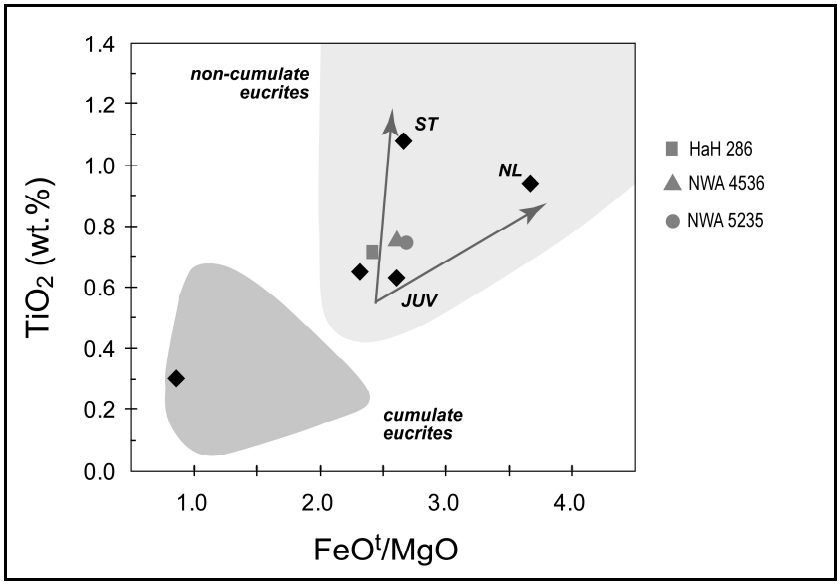
hm.%.	HaH 286	NWA 4536	NWA 5235	Juvinas	Stannern	N. Laredo
SiO_2	48,57	49,64	46,64	49,20	49,70	49,50
TiO_2	0,68	0,72	0,72	0,63	1,08	0,94
Al_2O_3	12,80	12,50	12,70	12,90	12,80	12,40
Cr_2O_3	0,31	0,31	0,31	0,35	0,33	0,30
FeO	17,30	18,00	18,30	18,70	18,60	20,90
MnO	0,56	0,56	0,59	0,53	0,55	0,63
MgO	7,10	6,93	6,92	7,18	6,98	5,70
CaO	10,80	9,53	10,50	10,40	11,00	10,90
Na_2O	0,43	0,49	0,46	0,42	0,56	0,48
K_2O	0,05	0,06	0,04	0,05	0,09	0,06
SUMA	98,63	98,77	97,14	-	-	-
Fe/Mn	30,40	31,80	30,60	34,90	33,40	32,80
mg #	42,30	40,70	40,30	40,60	40,10	32,70

Tab. 12. Chemismus studovaných vzorků zjištěných metodou INAA v porovnání s průměrnými literárními daty (Barrat a kol., 2003) typových eukritů. Hodnoty jsou uvedeny v hm. %, a doplněny poměry Fe/Mn a indexem hořečnatosti #mg.



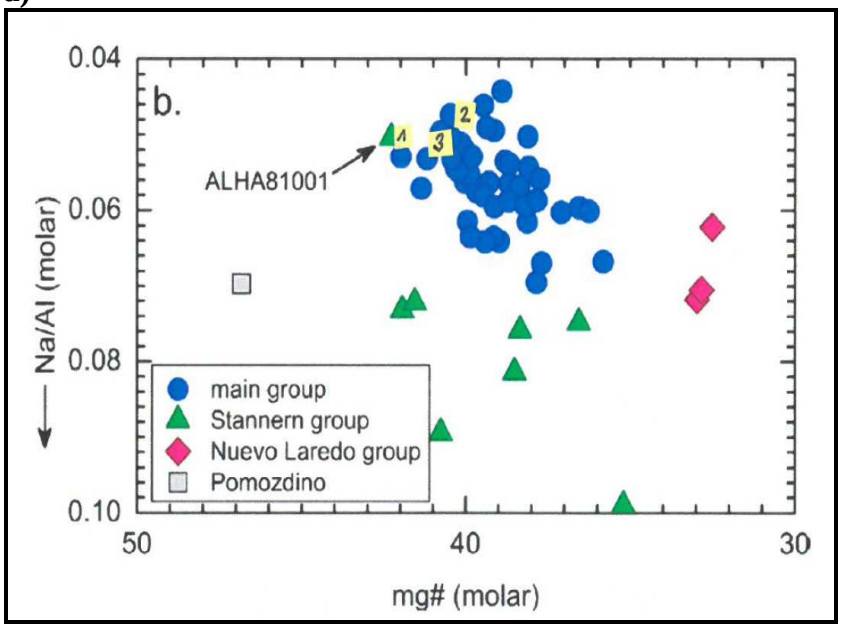
Obr. 40. TAS diagram s vynesenými hodnotami studovaných eukritů a pozice reprezentativních bazaltů Země, Měsíce a Marsu (Le Bas a kol., 2000 - upraveno podle McSween a kol., 2009).

TiO_2 versus FeO/MgO (na obr. 45), dle kterých je rozlišena oblast kumulátových a nekumulátových eukritů vylučují, že by studované vzorky náležely striktně k trendu Nuevo Laredo či Stannern.

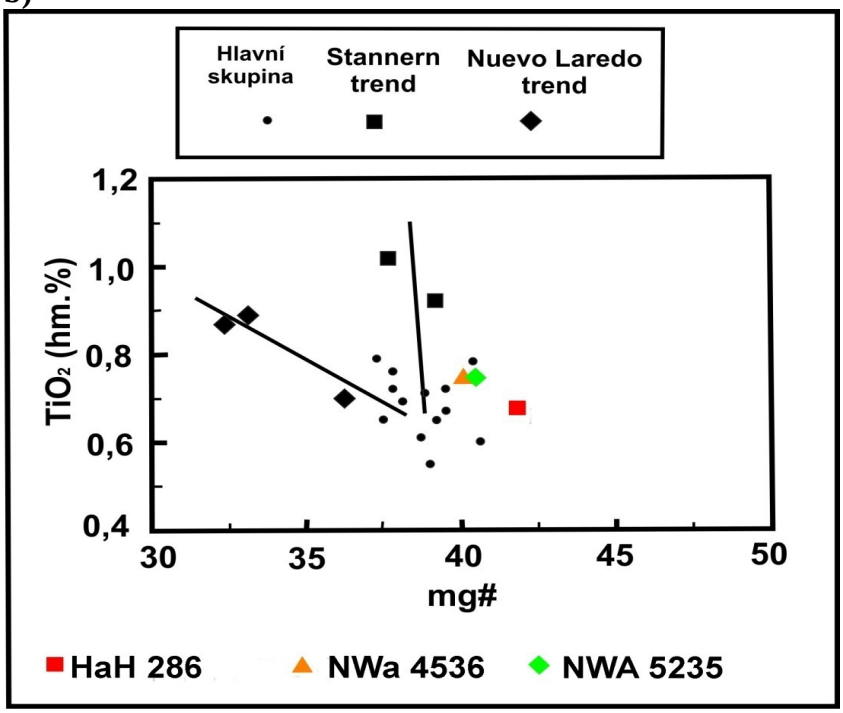


Obr. 41. Diagram znázorňující obsahy TiO_2 versus FeO/MgO studovaných vzorků, typových a některých saharských eukritů s vyznačenými poli pro rozlišení kumulátových a nekumulátových eukritů (podle Barrat a kol., 2003)

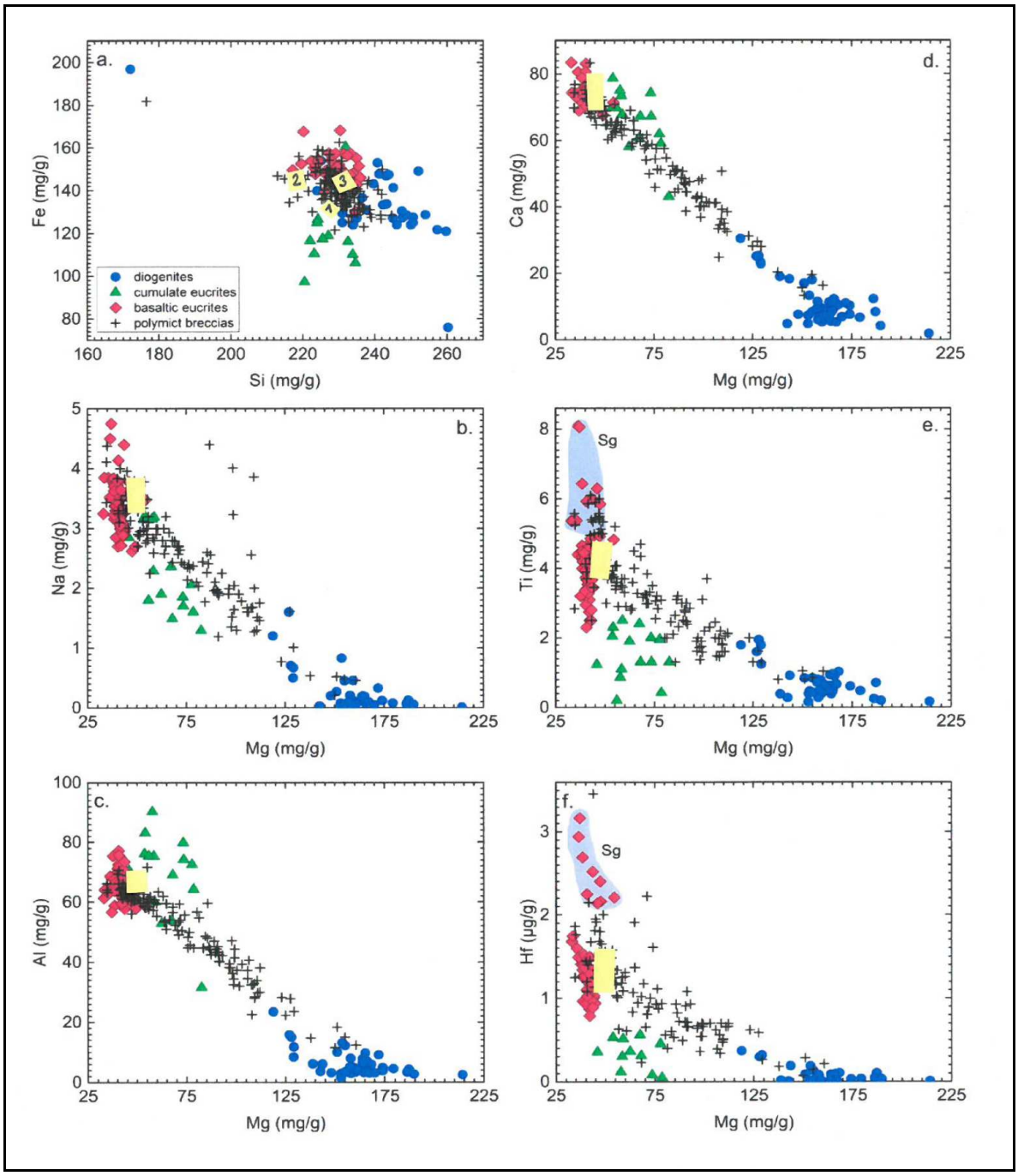
a)



b)



Obr. 42. Klasifikační diagramy eukritů pro rozlišení Stannern, Nuevo Laredo trendu a MG eukritů na základě celkového chemického složení, a) - upraveno podle Mittlefehldt a kol. (1998), kde žlutě je vyznačena oblast pro vzorky HaH 286 (č. 1), NWA 4536 (č. 2) a NWA 5235 (č. 3), b) - upraveno dle Mittlefehldt (2015)



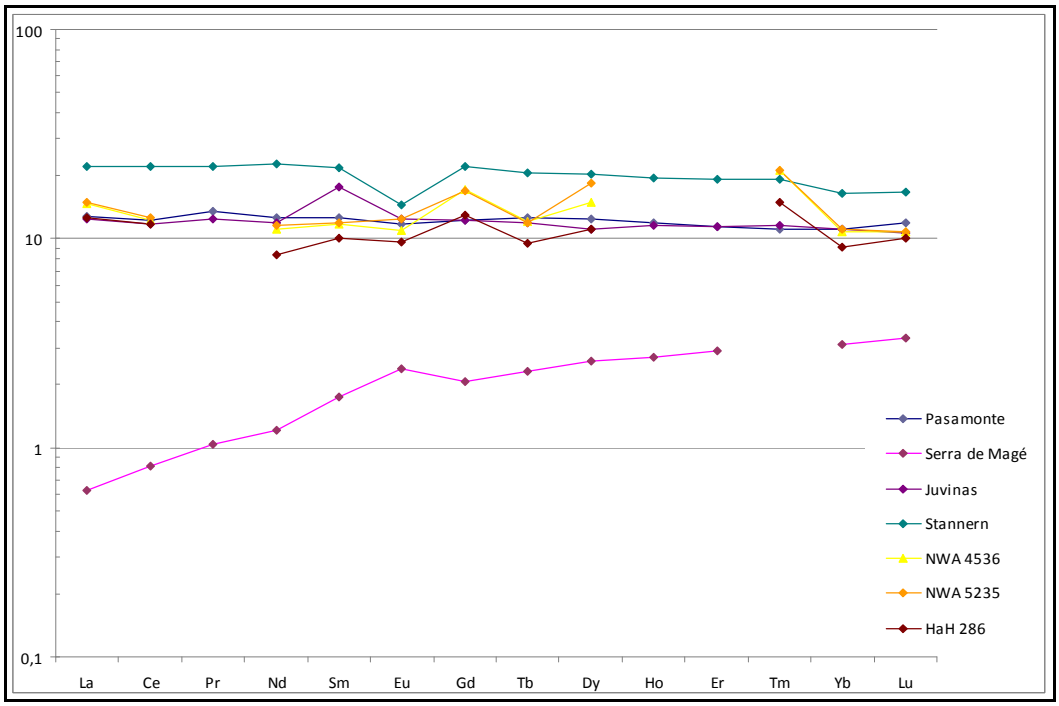
Obr. 43. Závislost vybraných hlavních prvků u HED meteoritů (podle Mittlefehldt, 2015) – žlutě je vyznačena oblast pro vzorky HaH 286 (č. 1), NWA 4536 (č. 2) a NWA 5235 (č. 3).

9. 2. Stopové prvky a REE

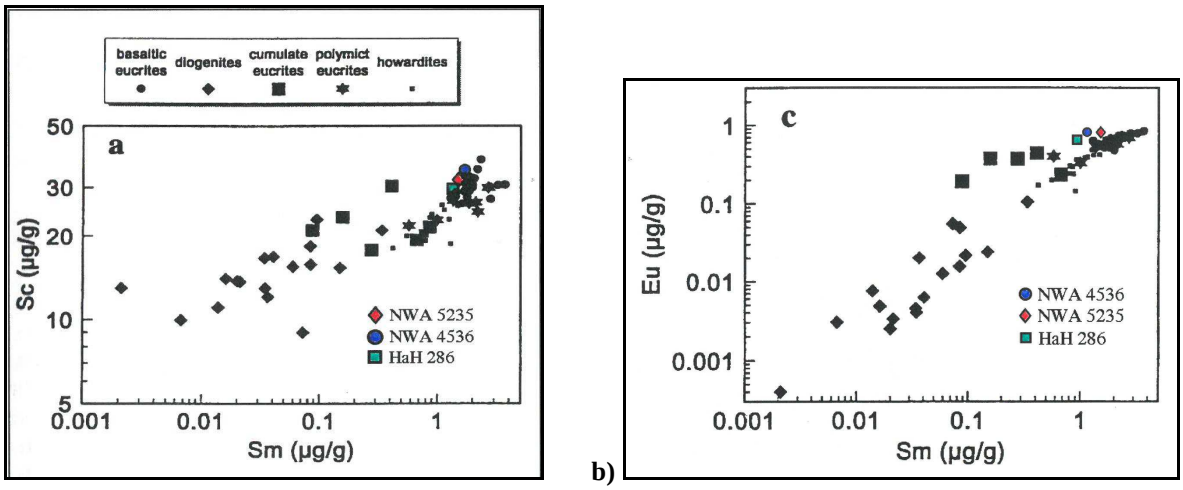
Eukrity obecně vykazují relativně průměrné obsahy REE 10~14 x CI . Naměřené obsahy REE a stopových prvků u studovaných vzorků je nutno brát velmi orientačně. Ze spiderogramu REE normalizovaných na chondritový standard (obr. 44) je patrné slabé obohacení lehkými REE (Sc, La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd) - $La/Lu_{(CI}$ = 1,29 - 1,45) a (La_n/Yb_n = 1,82 - 1,86) s nezřetelnou negativní Eu anomálií (0,74 - 0,85), což je srovnatelné i s ostatními nekumulátovými eukrity (např. Barrat, 2007; Drake, 2001; Ruzicka, 1997), zejména MG eukrity (neboli eukrity typu Juvinas). K obohacení lehkými REE však může dojít i během alterace na zemském povrchu (Crozas a kol., 2003). Pro kumulátové eukrity je typická zřetelná pozitivní Eu anomálie a obohacení těžšími REE - Y, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu (Mittlefehldt, 2003). Jako u většiny meteoritů nalezených v afrických pouštích byla zaznamenána i u vzorků NWA 5235, NWA 4536 a HaH 286 negativní Ce anomálie. To však může být zapříčiněno alterací na zemském povrchu, kdy během oxidace přechází Ce^{3+} na Ce^{4+}, který je méně rozpustný a je tak separován od ostatních REE (Crozas a kol., 2003). Tento jev se projevuje výrazněji u antarktických meteoritů, u kterých se předpokládá delší setrvání od doby pádu a nálezu, navíc ve sněhu či ledu. Také zvýšené obsahy Ba a Sr indikují vývoj sekundárních fází během terestrického zvětrávání, což je patrné zejména u HaH 286, kde se vyskytují i strukturní známky zvětrávání. Vzorky NWA 5235 a NWA 4536 se tak jeví jako „čerstvější“. Obsahy stopových prvků (zejména Sc, La, Sm, Eu) v rámci skupiny HED meteoritů se zvyšují v sekvenci diogenit – kumulátové eukrity – bazaltické eukrity. Rozptyl hodnot pro La a Sm u diogenitů a kumulátových eukritů je vysvětlován obsahy uvězněné taveniny v magmatických kumulátech. Naopak usměrněný trend Eu - Sm mezi kumulátovými a bazaltickými eukrity odpovídá zvýšené kompatibilitě Eu, jakmile plagioklas dosáhne fáze liquidu. Na obr. 45 lze vidět distribuci některých vysoce inkompatibilních prvků (Sm, Eu) ve skupině HED meteoritů ve srovnání s obsahy mírně inkompatibilního prvku Sc. Obsahy Ni nebylo možné v analýzách stanovit – jsou pod limitem detekce analýz. Analyzovatelné obsahy prvků Ni a Ir (10^{-2} – 10^{-3} %) v HED meteoritech (respektive jejich brekcií) indikují kontaminaci chondritovým materiálem. Obsahy Mo a W nebyly analyzovány, avšak v bazaltických eukritech tyto silně refraktorní inkompatibilní prvky korelují s obsahy La, přestože jejich obsahy jsou nižší v porovnání s obsahy v CI chondritech (např. Newsom, 1985). Analyzované obsahy U a Th lze brát pouze orientačně – poměry Th/U jsou nízké (cca 1,1 - 1,6) a mohou zde být ovlivněny zhledem k vysoké mobilitě U během pouštního zvětrávání (Barrat a kol., 2001).

ppm	HaH 286	NWA 4536	NWA 5235	Juvinas	Stannern	N. Laredo
Li	9,00	8,30	8,50	9,20	12,40	11,70
Be	-	-	-	0,24	0,44	0,37
Sc	31,80	31,80	33,10	30,70	30,20	35,80
V	71,90	67,70	64,50	84,50	56,90	60,10
Co	5,40	4,80	5,40	6,40	3,80	2,90
Ni	-	-	-	2,00	1,10	3,70
Cu	-	-	-	2,00	5,10	0,25
Zn	-	-	-	2,90	2,80	1,20
Rb	-	-	-	0,15	0,58	0,37
Sr	120,00	71,00	83,00	80,50	92,70	84,40
Y	-	-	-	17,80	32,10	26,20
Zr	-	-	-	46,30	101,00	70,00
Nb	-	-	-	3,80	8,20	5,40
Cs	-	-	-	0,01	0,02	0,02
Ba	-	-	-	27,20	52,70	39,00
La	3,00	3,50	3,50	2,70	5,60	3,90
Ce	7,00	7,60	7,40	7,10	14,40	10,10
Pr	-	-	-	1,10	2,20	1,50
Nd	3,80	5,20	5,00	5,40	10,80	7,60
Sm	1,50	1,80	1,70	1,70	3,50	2,60
Eu	0,54	0,70	0,61	0,64	0,84	0,77
Gd	2,50	3,30	3,40	2,20	4,40	3,40
Tb	0,35	0,43	0,44	0,42	0,79	0,61
Dy	2,70	4,50	3,60	2,80	5,20	4,10
Ho	-	-	-	0,63	1,20	0,92
Er	-	-	-	1,80	3,30	2,70
Tm	0,36	0,51	0,51	-	-	-
Yb	1,50	1,80	1,80	1,80	3,10	2,60
Lu	0,25	0,26	2,60	0,27	0,43	0,37
Hf	1,20	1,40	1,30	1,20	2,50	1,80
Ta	0,14	0,17	0,17	0,20	0,44	0,29
Au	0,03	0,02	0,02	-	-	-
Pb	-	-	-	0,17	1,60	0,26
Th	0,24	0,33	0,33	0,34	0,70	0,49
U	0,22	0,21	0,20	0,09	0,18	0,12

Tab. 13. Obsahy stopových prvků studovaných vzorků (INAA) v porovnání s průměrnými literárními daty typových eukritů (Mittlefehldt a kol., 1998) – obsahy Li u studovaných vzorků převzaty z Magna a kol. (2014).

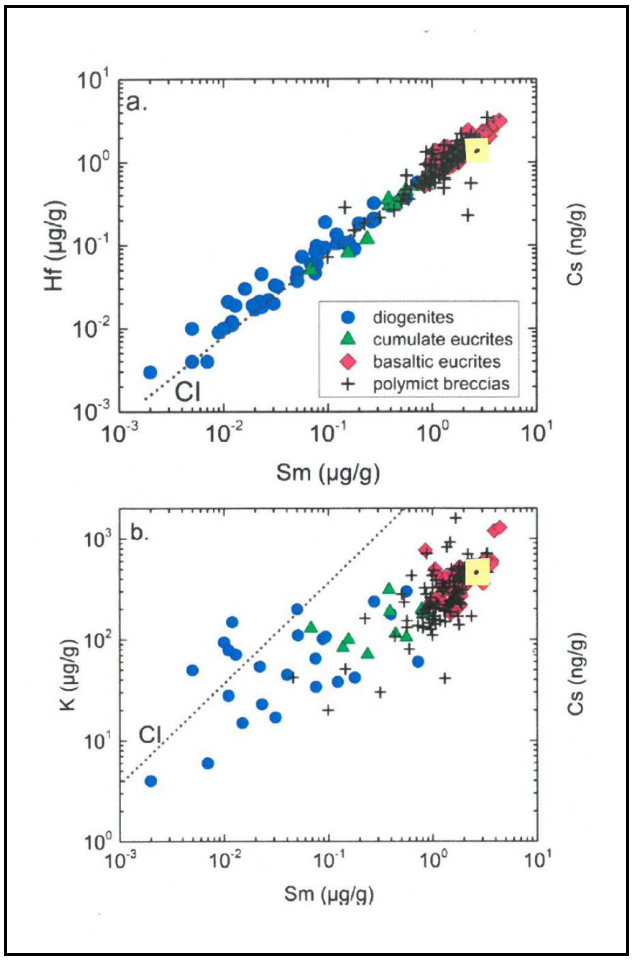


Obr. 44. Obsahy REE ve studovaných vzorcích a typových eukritech – normalizované na chondritový standard C1 (Sun a McDonough, 1989).



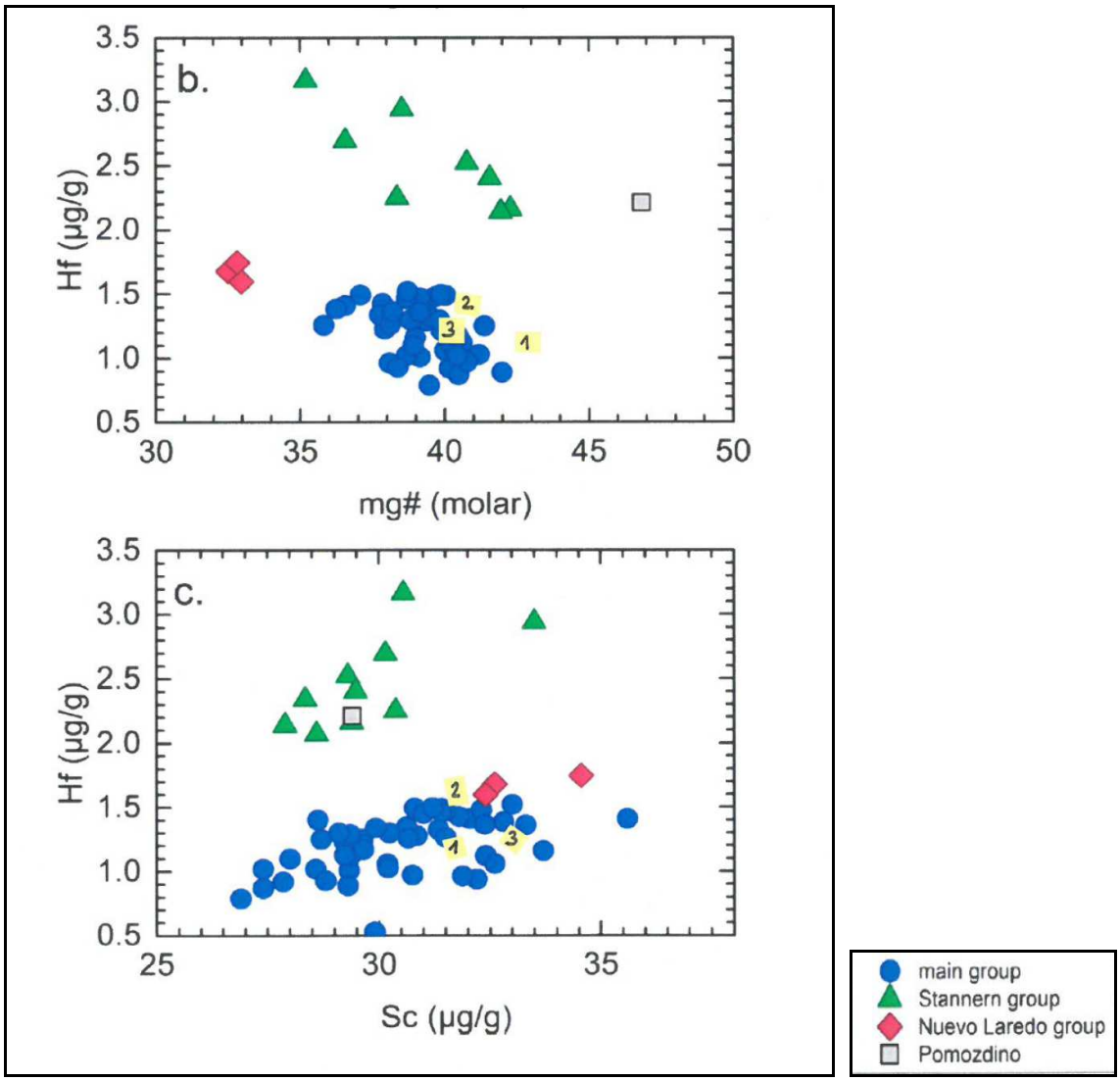
a) b)

Obr. 45. Poměry Sc/Sm (a) a Eu/Sm (b) pro HED meteority a studované vzorky (podle Mittlefehldt a kol., 1998 in Papike, 1998)



Obr. 46. Závislost vybraných stopových prvků a draslíku u HED meteoritů (podle Mittlefehldt, 2015) – žlutě je vyznačena oblast pro vzorky HaH 286, NWA 4536 a NWA 5235.

Vynesené závislosti a poměry prvků (obr. 45, 46) potvrzují strukturní a optické zjištění, že se v případě meteoritů HaH 286, NWA 4536 a NWA 5235 nejedná o kumulátové eukrity, přičemž ani jeden ze studovaných vzorků nenáleží k trendu Nuevo Laredo či Stannern, ale spíše spadají do hlavní skupiny eukritů, podobné typu Juvinas.



Obr. 47. Závislost vybraných stopových prvků a #mg u HED meteoritů (podle Mittlefehldt, 2015) – žlutě je vyznačena oblast pro vzorky HaH 286 (č. 1), NWA 4536 (č. 2) a NWA 5235 (č. 3).

10. Diskuse - pozice HaH 286, NWA 4536 a NWA 5235 v mateřském tělese

Studium meteoritů bylo ještě nedávno nejpřesnější metodou zjištění povrchového složení extraterestrických těles, pouze výjimečně byly objevovány vzorky, které by mohly reprezentovat petrologické prostředí těchto těles z větších hloubek. Předložená práce se zabývá petrologickou charakteristikou meteoritů pocházejících pravděpodobně z jednoho dosud nejlépe poznaného diferencovaného asteroidu s výskytem bazaltů – 4 Vesta. Klade si za cíl jednak upřesnění postavení uvedených eukritů v HED klasifikaci a jednak nastínění magmatické pozice těchto eukritových bazaltů na jejich mateřském tělese. V části teoretické je uveden přehled dosud zjištěných projevů vulkanismu na prozkoumaných tělesech Sluneční soustavy zacíleným na výskyt bazaltových hornin. V tomto přehledu však díky stále nově přicházejícím datům z pokračujících misí (New Horizons, Dawn atd..) však nemohou být přirozeně zahrnuty ty nejnovější poznatky. Součástí teorie je i systematický přehled meteoritů a zejména charakteristika skupiny HED meteoritů, považované za korové a plášťové fragmenty asteroidu Vesta. Teoretická část je zakončena shrnutím dosavadních poznatků o asteroidu Vesta včetně možných modelů formace kůry a pláště tohoto asteroidu. Navazující praktická část se opírá o vlastní analytická data a podává tak petrologickou charakteristiku tří meteoritů – bazaltových eukritů NWA 5235, NWA 4536 a HaH 286. Tyto meteority byly pouze stručně charakterizovány ihned po jejich nálezu v afrických pouštích s tím, že podrobnější data si mohou zajistit jejich budoucí vlastníci. Pořízení a vyhodnocení těchto dat, jejich porovnání s typovými meteority skupiny HED umožnilo podrobnější začlenění vzorků do HED klasifikace. Porovnání s dosud uveřejněnými výsledky úspěšné mise Dawn objasňuje jejich magmatickou pozici na mateřském tělese, než se dostaly k nám na Zemi. Meteority NWA 5235, NWA 4536 a HaH 286 náleží dle výsledků optického studia, mikroskopie i chemických analýz mezi bazaltické eukrity, tj. pyroxen – plagioklasové horniny s nízkým podílem akcesorií. Nebyla u nich zjištěna přítomnost kumulátových struktur ani ortopyroxenitových klastů. NWA 5235, NWA 4536 a HaH 286 lze v zásadě charakterizovat jako nekumulátové monomiktní brekciovité obecné eukrity s velmi slabými projevy anatexe, kdy tyto monomiktní či oligomiktní brekcie pak reprezentují nejčastější eukritové nálezy. Jako genomiktní se označují brekcie, kdy jednotlivé klasty mají podobné chemické složení, avšak rozdílné petrografické charakteristiky (ze studovaných vzorků tomuto zdá se nejvíce odpovídá NWA 4536 s nejmenším rozptylem hodnot v chemickém složení minerálů). NWA

5235, NWA 4536 a HaH 286 spadají do hlavní eukritové skupiny podobné typu Juvinas, které vznikly jako bazalty zřejmě parciálním tavením materiálu mateřského tělesa eukritů, pravděpodobně asteroidu Vesta. HaH 286 může navíc patřit mezi vzácné, nebrekciované eukrity, které vznikaly v hlubší části kůry mateřského asteroidu, kde byly chráněny před destrukčními impaktními procesy. Absence výrazné brekciace a převaha ofitické struktury odlišují HaH 286 od obou ostatních vzorků, jež představují typické eukritové brekcie. Nicméně nelze vyloučit, že v jiných, nenalezených úlomcích HaH 286 mohou být přítomny zóny s odlišnou strukturou.

Mineralogie vzorků odpovídá dosavadním poznatkům o eukritech. Původním pyroxenem eukritů obecně bývá pigeonit (např. Mittlefehldt a kol., 1998), jehož primární zonálnost však často již nebývá dochována. U NWA 5235, NWA 4536 a HaH 286 obdobně jako u většiny běžných eukritů, tuto magmatickou zonálnost překryla termální metamorfóza, způsobená impakty na mateřské těleso. Chemismus analyzovaných plagioklasů se pohybuje v rozmezí $An_{79–91}$, kdy největší rozptyl An komponenty byl zjištěn u HaH 287, což může naznačovat mírnou inklinaci k eukritům typu Nuevo Laredo, které jsou považovány za mezičlen bazaltických a kumulátových eukritů vzniklých patrně v hlubší kůře mateřského asteroidu. Podobně jako u typických bazaltických eukritů je podíl ortoklasové komponenty u všech vzorků nízký ($Or_{00,2 - 01,2}$) s obsahy K_2O 0,04 až 0,2 hm. %, což je v souladu s výpočty průměrného složení živců v eukritech $Ab_{11±5}An_{89±5}Or_{00.6 ± 0.6}$ a s odhadem průměrného složení živce pro mateřské těleso HED – $Ab_{10±2}An_{90±3}Or_{00.5±0.7}$ (Shurgot, 2014).

Dle chemického složení ani jeden ze studovaných eukritů neinklinuje k Stannern nebo Nuevo Laredo trendu bazaltových eukritů. HAH 286 je však jenom nepatrně odlišný od NWA 5235 a NWA 4536, jejichž chemické charakteristiky přece jenom více korelují s hlavní eukritovou skupinou. Projevují se také rozdíly výsledků měření při použití různých metod – spektrální měření (Szurgot a Polański, 2014) versus INAA (předložená práce), které by mohly ovlivnit klasifikaci vzoku či jeho zařazení do určitého trendu (jako v případě HaH 286 do Nuevo Laredo trendu). Jak již bylo dříve řečeno, nelze vyloučit, že i HaH 286 představuje pouze fragment původně polymiktní horniny složené z různorodých klastů (např. kumuláty). Orientačně zjištěné obsahy REE přepočítané na chondritový standard a obsahy měřených některých mikroprvků rovněž odpovídají typickým eukritovým hodnotám. Na základě obsahů lehkých REE by mohly odpovídat bazaltické eukrity pozemským bazaltům typu E-MORB (Shukla, 2015). Pro E-MORB jsou typické např. poměry La/Sm vyšší než 1, což by

odpovídalo i u HaH 286, NWA 4536, NWA 5235 (La/Sm~2), i když v této práci je nutné brát zjištěné obsahy REE velmi orientačně. Navíc k obohacení lehkými REE dochází i během alterace na zemském povrchu (Crozas a kol., 2003), tudíž i proto nelze brát naměření hodnoty REE za dostatečně vypovídající. Pro meteority HaH 286, NWA 4536 a NWA 5235 zatím nejsou k dispozici srovnatelná data od jiných autorů, což neumožňuje širší diskusi.

Studium eukritových bazaltů nám dává možnost zatím nepřímo poznat procesy vývoje menších těles Sluneční soustavy – asteroidů. V případě planetky Vesta tyto procesy, tj. zahřátí, roztavení, frakcionace, extruze a solidifikace bazaltové kůry, proběhly v prvních 10 milionech let historie naší Sluneční soustavy (např. Nyquist a kol., 2001). Vesta a diferencované asteroidy podobného typu mohou představovat trpasličí terestrické planety, popř. jejich embrya, která hrála důležitou roli při formaci větších terestických planet (např. Carlson a Lugmair, 2000). V současnosti stále probíhá vyhodnocování dat o asteroidu Vesta získaná sondou Dawn a vše nasvědčuje tomu, že asteroid Vesta je vskutku mateřským tělesem eukritů, potažmo HED meteoritů. Zejména o tom svědčí spektrografická data VIR, která také potvrzují předchozí domněnky podpořené teleskopickým pozorováním o diferenciované stavbě Vesty. Eukrity HaH 286, NWA 4536, NWA 5235, potažmo všechny HED meteority by mohly pocházet z oblasti jižního pólu Vesty, kdy mohutné impakty vytvořily krátery Veneneia a mladší Rheasilvia a zřejmě právě tyto impakty způsobily vyvržení fragmentů kůry a pláště asteroidu mimo jeho gravitační pole. Lze se však setkat i s netradičními názory na vznik této výrazné prohlubně planetky a to např. rychlou rotací nepříliš pevného povrchu podobně, jako dochází ke zploštění u našich velkých planet s morfologií podobnou oku hurikánu (Chris Landau, osobní sdělení).

11. Závěr

Data studovaných meteoritů HaH 286, NWA 4536, NWA 5235 doplňují a podporují dosavadní předpoklady o jejich původu jako produktů asteroidálních magmatických procesů. Zatím nelze se stoprocentní jistotou prokázat, že studované meteority HaH 286, NWA 4536, NWA 5235 pocházejí z asteroidu Vesta – nebyla u nich možnost provést analýzy izotopů kyslíku. Všechny tři studované vzorky vykazují příbuznost jak chemickou, tak i strukturní. Lze proto předpokládat, že vznikly v podobných podmínkách a představují fragmenty kůry mateřského asteroidu. Na základě studia jejich strukturní znaků lze odvodit, že vznikly typickými magmatickými procesy obdobnými jak známe při krystalizaci pozemských bazaltů. Podmínky prostředí byly ovšem odlišné – např. slabá gravitace, absence větší role fluid a tepelnými jevy způsobenými impakty na mateřské těleso – tedy experimentálně podmínky nízkých tlaků a suché prostředí s omezenou fO_2. Eukrity HaH 286, NWA 4536, NWA 5235 jsou produkty bazaltových tavenin mělkých intruzí či povrchových výlevů. Vznik parentálního magmatu HaH 286, NWA 4536, NWA 5235 se opírá o novější modely založené na mechanismu parciálního tavení původního chondritického materiálu. Po utuhnutí bazaltové lávy na povrchu či mělce pod povrchem Vesty došlo k odmíšení a vzniku exsolučních lamel v pyroxenech. Následné impakty způsobily podrcení horniny a brekciaci a poté došlo k agregaci úlomků povrchových hornin, z blízkého okolí či mělčích hloubek, místy došlo díky zvýšení teploty k rekrystalizaci částí horniny a vzniku equigranulárních struktur. Mohly nastat i série těchto jevů, protože v tomto období probíhaly ve sluneční soustavě intenzivní kolize až bombardování. Zdá se, že v případě HaH 286 utuhla bazaltová láva více pod povrchem, kde byla hornina chráněna před podrcením způsobeným impakty. I tam však mohlo dojít k následným tepelným jevům. Konečným, mohutným impaktem byly horniny vyvrženy do prostoru a začal se odvíjet jejich expoziční věk, než se setkaly s naší planetou. Eukrity představují jedny z nejstarších meteoritů a odráží se na nich děje prvních desítek milionů let vývoje sluneční soustavy. Studováním chemismu a petrologických struktur těchto meteoritů jsou doplňovány a upřesňovány informace o podmínkách, magmatických procesech a stupni evoluce našeho planetárního systému. Kromě výše uvedených cílů vědeckého zkoumání však nelze opomenout skutečnost, že naše planeta se může být v budoucnu ohrožena kolizí s asteroidy či jejich menšími částmi (meteoroidy). Je proto důležité získávat poznatky o struktuře, chemickém složení těchto těles i mechanických vlastnostech jejich hornin, aby lidstvo bylo schopno nalézt vhodný způsob odvrácení takové hrozby.

Literatura:

Afanasiev, S. V., Ivanova, M. A., Korochantsev A. V., Kononkova N. N., Nazarov, M. A. 2000. Dhofar 007 and Northwest Africa 011: Two new eucrites of different types. Meteoritics, 6, 35, A19.

Asphaug, E. 1997. Impact origin of Vesta family. Meteoritics and Planetary Science 32, 965-980.

Arai, T., Takeda, H., Lofgren, G. E., Miyamoto, M. 1998. Metamorphic transformation of opaque minerals in some eucrites. Antarctic Meteorite Research 11, 71–91.

Bagdasarov, E. A. 1986. Srovnitelnaja charakteristika sostava ilmenitov izveržennych parod. Zapisky vsesojuznovo mineralogičeskogo obšastva. Č. CXV., vyp. 2.

Bandfield, J. L., Christensen P. R., Smith M. D. 2000. A global wiew of martian surface composition from MGS-TES, Science, 287, 1626-1630.

Barrat, J. A., Jambon, A., Bohn, M., Blichert – Toft ,J., Sautter, V., Göpel, C., Gillet, Ph., Boudouma, O., Keller, F. 2003. Petrology and geochemistry of the unbrecciated achondrite Northwest Africa 1240 (NWA 1240): an HED parent body impact melt. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67, 20, 3959-3970.

Barrat, J. A. 2004. Determination of parental magmas of HED cumulates: The effects of intersticial melts. Meteoritics and Planetary Science 39, 11, 1767-1779.

Barrat, J. A., Yamaguchi, A., Greenwood, R. C., Bohn, M., Cotten, J., Benoit, M., Franchi, I. A. 2007. The Stannern trend eucrites: Contamination of main group eucritic magmas by crustal partial melts. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71, 16, 4108 - 4124.

Bell, J. F. 1988. A probable asteroidal parent body for the CV or CO chondrites (abstract). Meteoritics 23, 256-257.

Binzel, R. P., Xu S. 1992. Chips off asteroid 4Vesta (abstract). Bulletin of American Astronomical Society, 24, 939.

Binzel, R. P., Xu, S. 1993. Chips off asteroid 4Vesta: Evidence for the parent body of basaltic achondrite meteorites. Science, 260, 186-191.

Birck, J. L., Allegre, C. J. 1978. Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ^{87}Rb - ^{87}Sr Method. Earth and Planetary Science Lettres, 39, 37 - 51.

Bogard, D. D., Nyquist, L. E., Johnson, P., Wooden, J., Bansal, B. 1983. Chronology of Brachina. Meteoritics 18, 269 - 270.

Bogard, D. D., Garrison, D. H. 2003. ^{39}Ar - ^{40}Ar ages of eucrites and thermal history of asteroid (4)Vesta. Meteoritics and Planetary Science, 38, 5.

Bost, N., Westall, F., Ramboz, C., Foucher, F., Pullan, D., Meunier, A., Petit, S., Fleischer, I., Klingelhöfer, G., Vago, J. L., 2013. Mission to Mars: Characterisation of Mars analogue rocks for the International Space Analogue Rockstore (ISAR), Planetary and Space Science, 82-83, 113-127.

Bowman, L. E., Spilde, M. N., Papike J. J. 1997. Automated EDS modal analysis applied to the diogenites. Meteoritics and Planetary Science, 32, 6, 869-875.

Britt, D. T., Bell, J. F., Haack, H., Scott, E. R. D. 1992. The reflectance spectrum of troilite and T- type asteroids (abstract). Meteoritics 27, 207.

Buczkowski, D. L. and 19 coauthors. 2012. Large - scale troughs on Vesta: A signature of planetary tectonics. Geophysical Research Letters, 39, L1820.

Bukovanská, M., Němec, I., Šolc, M. 1998. Study of some achondrites and chondrites by Fourier-transformed infrared microspectroscopy and DRIFTS. Meteoritics and Planetary Science, 33, 4, A25-A26.

Bukovanská, M. 2008. Meteorit Stonařov – Stannern : Historie pádu, petrologie a stáří meteoritu, Stonařovské meteority 1808 – 2008. Muzeum Vysočiny, 59 - 65. Jihlava.

Burbine, T. H. 2000. Forging asteroid - meteorite relationships through reflectance spectroscopy. Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts, USA, 303.

Cameron, A. G. W., Ward, W. R. 1976. The origin of The Moon. Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference, vol. 7, 120.

Cameron, A. G. W. 1983. Origin of the atmospheres of the terrestrial planets. Icarus 56, 195-201.

Cameron, A. G. W., Benz, W., Fegley, B., Jr., Wayne, L. S. 1988. The strange density of Mercury: Theoretical considerations. *In* Mercury (eds. F. Vilas, C. R. Chapman and M. S. Matthews). Univ. Arizona Press, Tucson, Arizona, 692-708.

Carlson, R. W., Lugmair, G. W. 2000. Timescales of planetesimal formation and differentiation based on extinct and extant radioisotopes. *In* Origin of the Earth and Moon (R. M. Canup and K. Righter, eds.), 25 - 44. Univ. Arizona, Tucson.

Clayton, R. N., Mayeda, T. K. 1996. Oxygen isotopes studies of achondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 1999 - 2017.

Consolmagno, G. J., Drake, M. J. 1977. Composition and evolution of the eucrite parent body: Evidence from rare elements. Geochimica et Cosmochimica Acta 41, 1271 - 1282.

Cooper, B. L., Potter, A. E., Killen, R. M., Morgan, T. H. 1998. Evidence for the powdered, glassy nature of the mercurian surface (abstract). Bulletin of American Astronomical Society, 30, 110.

Crozaz, G., Floss, C., and Wadhwa, M. 2003. Chemical alteration and REE mobilization in meteorites from hot and cold deserts. Geochimica et Cosmochimica Acta 67, 4727–4741.

Cruikshank, D. P., Tholen, D. J., Hartmann, W. K., Bell, J. F., Brown, R. H. 1991. Three basaltic Earth- approaching asteroids and the source of the basaltic meteorites. Icarus 89, 1 - 13.

Delaney, J. S., Takeda, H., Prinz, M., Nehru, C. E., Harlow, G. E. 1983. The nomenclature of polymict basaltic achondrites. Meteoritics 18, 103 - 111.

Delaney, J. S., O´Neill, C., Nehru, C. E., Prinz, M., Kojima, H., Yanai, K. 1997. The classification and reconnaisance Petrography of basaltic achondrites from the Yamato 1979 collection including pigeonite cumulate eucrites, a new group. Science, 278, 5344, 1771-1774.

Dohm, J. M., Baker, V. R., Anderson, R. C., Scott, D. H., Rice, J. W. Jr., Hare, T. M. 2000. Identifying Martian Hydrothermal Sites: Geological Investigation Utilizing Multiple Datasets. Lunar and Planetary science XXXI., 1613
(http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2000/pdf/1613.pdf)

Drake, M. J. 1979. Geochemical evolution of the eucrite parent body: Possible nature and and evolution of asteroid 4 Vesta. Asteroids, (A80-24551 08-91), 765-782.

Drake, M. J. 2001. The eucrite/Vesta story. Meteoritics and Planetary Science, 36, 501-513.

Duke, M. B., Silver, L. T. 1967. Petrology of eucrites, howardites and mesosiderites. Geochimica et Cosmochimica Acta 31, 1637-1655.

Dyar, M. D. 2003. Ferric iron in SNC meteorites as determinated by Mösbauer spectroscopy. Implications for martian landers and martian oxygen fugacity. Meteoritics and Planetary Science 38, 12, 1733-1752.

Engelhardt, W. von. 1963. Der Eukrite von Stannern. Beitrage zur Mineral und Petrography, 9, 65–94.

Floss, C., Molton, S., Reid, J., Crozaz, G., Jolliff, B., Benedix, G. 2003. Winonaite petrogenesis: First result from Trace element distributions. Meteoritics and Planetary Science Supplement 07/2003, 38.

Ford, R., McCoy, T. J., Rushmer, T., Benedix, G. K., Corrigan, C. M. 2004. Partial melting under reducing conditions: How are primitive achondrites formed? 35th Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1095. (http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2004/pdf/1095.pdf)

Gaffey, M. J. 1983. The asteroid (4) Vesta: Rotational spectral variations, surface material heterogenity, and implications for the origin of the basaltic achondrites (abstract). 14th Lunar and Planetary Science Conference, 231-232.

Gaffey, M. J., Burbine, T. H., Binzel, R. P. (1993): Asteroid spectroscopy: Progress and perspectives. Meteoritics 28, 161 - 187.

Gardner, K. G., Mittlefehldt, D. V. 2004. Petrology of New Stannern-trend eucrites and eucrite genesis. 35th Lunar and Planetary Science, abstact 1349.

Garry W. B.http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103514004965 - cor1' mailto:brent.garry@nasa.govDavid A. W., R.,Yingst, R. A., Scott C. M., Buczkowski, D. L., Federico, T., Schäfer, M., Le Corre, L., Reddy V., Jaumann, R. C., Pieters, M., Russell, T., C., Raymond, C. A. 2014. Geologic mapping of ejecta deposits in Oppia Quadrangle, Asteroid (4) Vesta. Icarus, 244 – Special issue: Geology of Vesta, 104-119.

Garvin, J. B., Head J. W., Wilson, L. 1982. Magma vesiculation and pyroclastic volcanism on Venus. Icarus, 52, 365-372.

Gray, C. M., Papanastassiou, D. A., Wasserburg, G. J. 1973. The identification of early condensates from the solar nebula. Icarus 20, 213 - 239.

Greenwood, R. C., Franchi, I. A., Jambon, A., Barrat, J. A., Bourbine, T. H. 2006. Oxygen isotope variation in stony - iron meteorites. Science 313, 1763-1765.

Greenwood, C. G., Barrat J. A., Scott E. R. D., Haack H., Buchanan P. C., Franchi I. A., Yamaguchi A., Johnson D., Bevan, A. W. R., Burbine T. H., 2015. Geochemistry and oxygen isotope composition of main-group pallasites and olivine-rich clasts in mesosiderites: Implications for the “Great Dunite Shortage and HED-mesosiderite connection. Gechimica et Cosmochimica acta, 169, 1151-136.

Grossman, J.N., Zipfel, J. 2001. Meteoritical Bulletin, 85. Meteoritics and Planetary Science, 36, A293–A322.

Hamilton, V., Christensen, P. R., SweenMc., H. Y., Bandfield, J. L. 2003. Searching for the source regions of martian meteorites using MGS TES: Integrating martian meteorites into the global distribution of igneous material on Mars. Meteoritics and Planetary Science, 38, 6, 871-885.

Haloda, J., Týcová, P., Korote,v R. L., Fernandes, V. A., Burgess, R., Thöni, M., Jelens, M., Jakeš, P., Gabzdyl, P., Košler, J. 2009. Petrology, geochemistry, nad age of low-Ti mare-basalt meteorite Northeast Africa 003-A: A possible member of the Apollo 15 mare basaltic suite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 723, 3450 – 3470.

Hartmann, W. K., Davis, D. R. 1975. Satellite-sized planetesimals and lunar origin. Icarus, 24, 505-515.

Head, J. W. 2001. Lunar meteorite source crater size: constraints from impact simulation. 32nd Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1768.

Head, J. W., Chapman, C. R., Strom, R. G., Fassett, C. I., Denevi, B. W., Blewett, D. T., Ernst, C. M., Watters, T. R., Salomon, S. C., Murchie, S. L., Prockter, L. M., Chabot, N. L., Gillis-Davis, J. J., Whitten, J. L., Goudge, T. A., Baker, D. M. H., Hurwitz, D. M., Ostrach, L. R., Xiao, Z., Merline, W. J., Kerber, L., Dickson, J. L., Oberst, J., Byrne, P. K., Klimczak, C., Nittler, L. R. 2011. Flood Volcanism in the Northern High Latitudes of Mercury Revealed by MESSENGER. Science, 333 (6051), 1853.

Hewins, R. H., Newsom, H. E. 1988. Igneous activity in the early solar system. Meteorites and the Early Solar System. University of Arizona Press, Tucson, AZ, 73-101.

Hill, D. H., Boynton, W. V., Haag, R. A. 1991. A lunar meteorite outside the Antarctic. Science 352, 614 - 617.

Hudon, P., Romanek, C., Paddock, L., Mittlefehldt, D. V. 2004. Evolution of the ureilite parent body. 35th Lunar and Planetary Science Conference, abstract 2075.

Chikami, J., Miyamoto, M. 2000. Chemical zoning of mafic silicates in Y74025 and Y75305 winonaites (31st Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1113. (http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2000/pdf/1113.pdf)

Ikeda, Y., Takeda, H. 1985. A model for origin of basaltic achondrites based on the YAMATO - 7308 howardite. 15th Lunar and Planetary Science Conference, 649 - 663.

Ireland, T., Bukovanská, M. 1992. Zircons from the Stannern eucrite. – Abstract 55th Annual Meeting of Meteoritical Society, Meteoritics 27, 3, 237.

Irving, A. J., Kuehner, S. M., Rumble, D., Hupé, A. C., Hupé, G. M. 2003. Olivine Diogenite NWA 1459: Plumbing the depths of 4 Vesta. 34th Lunar and Planetary Science Conference, 1502.

Jakeš, P., Jambon, A. 2000. The composition of the earths lower mantle and the bulk composition of the Moon? 31st Lunar and Planetary Science, 1228.

Jaumann R., and 42 coauthors. 2012. Vesta's Shape and Morphology. Science, 11, 336, 6082, 687-690.

Jolliff, B. L., Wiseman, S. A., Lawrence, S. J., Tran, T. N., Robinson, M. S., Sato, H., Hawke, B. R., Scholten, F., Oberst, J., Hiesinger, H., van der Bogert, C. H., Greenhagen, B. T., Glotch, T. D., and Paige, D. A. 2011. Non-Mare Silicic Volcanism on the Lunar Farside at Compton-Belkovich, Nature Geoscience, 4, 566-571.

Jurewicz, A. J. G., Jones, J. H., Mittlefehldt, D. W., Longhi, J. 2004. Devolatilized - Allende partial melts as an analog for primitive angrite magmas. 35th Lunar and Planetary science Conference, abstract 1417.

Kargel, J. S. 1994. Cryovolcanism on the icy satellites. Earth, Moon, and Planet, 67 (1–3), 101–113.

Karner, J. M., Papike, J. J., Shearer, C. K. 2003. Comparative planetary mineralogy, bazaltic plagioklase from Earth, Moon, Mars and 4 Vesta. 34th Lunar and planetary Science Conference, abstract 1028.

Karner, J. M., Papike, J. J., Shearer, C. K. 2006. Comparative planetary mineralogy. Pyroxene major-and minor element chemismy and partitioning of vanadium between pyroxene and melt inplanetary basalts. American Mineralogist, 91, 1574-1582.

Keil K, Stoeffler D., Love S., Scott E. 1997. Constraints on the role of impact heating and melting in asteroids. meteorit. Planet. Science. 32, 349-363.

Kitts, K., Lodders, K. 1998. Survey and evaluation of eucrite bulk composition. Meteoritics and Planetary Science, 33, 197 - 213.

Kleczek, J. 2002. Velká encyklopedie vesmíru. Academia, Praha, 360.

Krohn, K., Jaumann, R., Otto, K., Hoogenboom, T., Wagner, R., Buczkowski, D. L., Garry, B., Williams, D. A., Yings, E. A., Scully, J., De Sanctis, Kneiss, M. C., Schmedemann, Kersten, N. E., Stephan, K., Matz, K. D., Pieters, C. M., Preusker, F., Roatsch, T., Schen, P., Russell, C. T., Raymond. C. A. 2014. Mass movement on Vesta at steep scarps and crater rims. Icarus, 224, 120-132.

Kurat, G., Varela, M. E., Zinnern, E., Maruoka, T., Brandstätter, F. 2003. Major, Minor and trace Elements in Some glasses from the NWA 1664 Howardite. 34th Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1733.

Larson, H. P., Fink, U. 1975. Infrared spectral observation of asteroid 4Vesta. Icarus 36, 420 - 427.

Le Bas, M., 2000. IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks . Journal of Petrology, 41,1467 – 1470.

Le Corre L., a 23 spoluautorů. 2013. Olivine or impact melt: Nature of the “Orange” material on Vesta from Dawn. Icarus, 226, 2, 1568–1594.

Lissauer, J. J. 1987. Time scales for planetary accretion and the structure of the protoplanetary disc. Icarus 69, 249-265.

Lodders, K., Fegley, B. 1998. The Planetary Scientist's Companion. Oxford University Press. New York.

Lovering, J. F. 1975. The Moama eucrite – a pyroxene-plagioclase adcumulate. Meteoritics 10, 101-114.

Lucey, P. G., Taylor, G. J., Malaret, E. 1995. Abundance and Distribution of Iron on the Moon. Science, 268, 1150.

Lucey, P., Blewett, D., Hawke, B. R. 1998. Mapping the FeO and TiO_2 content of the lunar surface with multispectral imagery. Journal of Geophysical Research, 103, 3679 - 3699.

Lucey ,P., Korotev, R. L., Gillis, J. J., Taylor, L. A., Lawrence, D., Campbell, B. A., Elphic, R., Feldman, B., Hood, L. L., Hunten, D., Mendillo, M., Noble, S., Papike, J. J., Reedy, R. C., Lawson, S., Prettyman, T., Gasnault, O., Maurice, S. 2006. Understanding the Lunar Surface and Space-Moon Interactions. In New views of the Moon, (eds. B. L. Jolliff, M. A. Wieczorek, C. K. Shearer and C. R. Neal). Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Washington, DC, 83-219.

Lugmair, G. W., Shukolyukov, A. 1998. Early solar system timescale according to ^{54}Mn-^{53}Cr system systematics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62, 2863-2886.

Magna T., Šimčíková M., Moynier F. 2014. Lithium systematic in howardite – eucrite-diogenite meteorites: Implications of crust-mantle evolution of planetry embryos. Geochimica et Cosmochimica Acta, 125, 131-145.

Mandler B. E, Elkins-Tanton, L. T. (2013). The origin of eucrites, diogenites, and olivine diogenites: Magma ocean crystallization and shallow magma chamber processes on Vesta. Meteoritics and Planetary Science, 48, 2333-234.

Marvin, U. B. 1983. The discovery and initial characterization of Allan Hills 81005: The first lunar meteorite. Geophysical Researches Letters, 10, 775-778.

Mason, B. 1962. Meteorites. John Wiley and Sons, New York, 274.

Mayne, R. G., McSween, H. Y., McCoy, T. J., Gale, A. 2009. Petrology of the unbrecciated eucrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73, 794–819.

McCoy, T. J., Keil, K., Claynton, R. N., Mayeda, T. K., Bogard, D. D., Garrison, D. H., Huss, G. R., Hutcheon, I. D., Wieler, R. 1996. A petrologic, chemical, and isotopic study of Monument Draw and comparison with other acapulcoites: Evidence for formation by incipient partial melting. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 2681 - 2708.
McCoy, T. J., Dickinson, T. L., Lofgren, G. E. 1999. Partial melting of the Indarch (EH4) meteorite: A textural, chemical, and phase relations view of melting and melt migration, Meteoritics and Planetary Science, 34, 735-746.

McCord, T. B., Adams, J. B., Johnson, T. V. 1970. Asteroid Vesta: Spectral reflectivity and compositial implications, Science, 168, 1445 -1447.

McEwen, A. S., Keszthlyi, L., Spencer, J. R., Schubert, G., Matson, D. L., Lopes-Gautier, R., Klaasen, K. P., Johnson, T. V., Head, J. W., Geissler, P., Fagents, S., Davies, A. G., Carr, M. H., Breneman, H., H., Belton, M. J. S. 1998. High-temperature silicate volcanism on Jupiter's moon Io. Science, 281 (5373), 87–90.

McEwen, A., Malin, M., Keszthleyi, L., Lanagi, R. B., Hartmann, W. 1999. Recent and ancient flood lavas on Mars. 30th Lunar and Planetary Science Conference, Abstract 1829.

McKenzie, D. P. 1977. The initiation of trenches: a finite amplitude instability. In Island Arcs, deep Sea Trenchers and Black Art basins (ed. M. Ewing), American Geophysical Union, 57-61.

McKenzie, D. P., Ford, P. G., Johnson, C., Parsons, B., Sandwell, D., Saunders, S., Solomon, S. C. 1992. Features on Venus generated by plate boundary processes. Journal of Geopfysical Research, 97, 15, 977 - 990.

McSween, H. Y. 1987. Meteorites and their parent planets. Cambridge University Press, Cambridge.

McSween, H. Y., Taylor, G. J., Wyatt, M. B. 2009. Elemental Composition of the Martian Crust. Science 324, 736 - 739.

McSween, H. Y., a 21 spoluautorů. 2013. Composition of the Rheasilvia basin, a window into Vesta's interior. Journal of Geophysical Research: Planets, 118, 335-346.

Mege, D., Masson P. 1996. Graben Formation and Dike Emplacement on Earth and Other Planets. Planetary and Space Science, 12, 1471-1546.

Melosh, H. J. 1984. Impact ejection, spallation, and the origin of meteorites. Icarus 59, 234-260.

Mittlefehld, D. W., Lindstrom, M. M. 1993. Geochemistry and petrology of a suite of ten Yamato HED meteorites. 17th Symposium on Antarctic Meteorites. Proceedings of the National Institute of Polar Research Symposium, No. 6, 1992, Tokyo, 268-292.

Mittlefehldt, D. W. 1994. ALH84001, a cumulate orthopyroxenite member of the SNC meteorite group. Meteoritics 29, 214 - 221.

Mittlefehldt, D. W., Lindstrom, M. M. 1997. Magnezian basalt clasts from the EET 92014 and Kapoeta howardites and discussion of alleged primary magnesian HED basalts. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61, 453-462.

Mittlefehldt, D. V., McCoy, T. J., Goodrich, C. A., Kracher, A. 1998. Non chondritic Meteorites from Asteroidal bodies. In Planetary materials (ed. Papike, J. J.), Rewiews in Mineralogy, 36, 195-234.

Mittlefehldt, D. W., Bogard, D. D., Berkley, J. L., Garrison, D. H. 2003. Brachinites: Igneous rocks from a differentiated asteroid. Meteoritics and Planetary Science, 38, 11, 1601-1626.

Mittlefehldt, D. W. 2015. Asteroid 4 Vesta: 1. The howardite-eucrite-diogenite (HED) clan of meteorites. Chemie der Erde 75, 155-183.

Mori, H., Takeda, H. 1981. Evolution of the Moore County pyroxenes as viewed by an analyctical transmission electron microprobe (ATEM). Meteoritics 16, 362 - 363.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zusmann, J., Aoki, K. 1988. Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical magazine, 52, 535-550.

Nekvasil, H., Filiberto, J., Whitaker, M., Lindsley, D. H. 2003. Magmas parental to the Chassigny meteorite: new considerations. 6th International Conference on Mars. Lunar and Planetary Institute, Abstract 3041.

Newsom, H. E., Drake, M. J. 1982. The metal content of the eucrite parent body. Constraints from the partitioning behavior of tungsten. Geochimica et Cosmochimica Acta 46, 2483-2489.

Newsom, H. E. 1985. Molybdenum in eucrites: Evidence for a metal core of the eucrite parent body. Journal of Geophysical Researche, C613- C617.

Nimmo, F., McKenzie, D. 1998. Volcanism and tectonic on Venus. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 26, 23 - 51.

Nittler, L. R., Starr, R. D., Weider, S. Z., McCoy, T. J., Boynton, W. V., Ebel, D. S., Ernst, C. M., Evans, L. G., Goldsten, J. O., Hamara, D. K., Lawrence, D. J., McNutt, R. L., Schlemm, L. C. E., Salomon, S. C., Sprague, A. L. 2011. The Major-Element Composition of Mercury's Surface from MESSENGER X-ray Spectrometry. Science, 333 (6051), 1847.

Norton, R. O. 2002. The Cambridge encyclopedia of meteorites. UK, Cambridge University Press.

Nyquist, L. E., Reese, Y. Wiesmann, H. Shih, C. Y., Takeda, H. 2001. Dating eucrite formation and metamorphism. Antarctic meteorites, 26, 113 - 115.

Palme, H. 2002. A new solar system basalt. Science, 296, 271-273.

Papike, J. J. 1980. Pyroxene Mineralogy of the Moon and Meteorites. Reviews in Mineralogy, 7, 495-524.

Papike, J. J. 1998. Comparative planetary mineralogy: Chemistry of melt-derived pyroxene, feldspar, and olivine. Planetary Materials, 7.1- 7.11.

Papike, J. J., Graham, R., Shearer, C. K. 1998. Lunar samples. Planetary Materials, 4 – 171.-a)

Papike, J. J., Ryder, G., Shearer, C. K. 1998. Lunar samples. Rewiews in Mineralogy 36, (5-1) - (5-234).-b)

Peplowski, P. N., Evans, L. G., Hauck, S. A., McCoy, T. J., Bonton, W. V., Gillis-Davis, J. J., Ebel, D. S., Goldsten, J. O., Hamara, D. K., Lawrence, D. J., McNutt, R. L., Nittler, L. R., Salomon, S. C., Rhodes, E. A., Sprague, A. L., Starr, R. D., Stockstill-Cahill, K. R. 2011. Radioactive Elements on Mercury's Surface from MESSENGER: Implications for the Planet's Formation and Evolution. Science, 333, 6051-1850.

Pouchou, J. L., Pichoir, F. 1985. PAP"" (Z) procedure for improved quantitative microanalysis. - In: Armstrong, J. T. (ed): Microbeam Analysis, San Francisco Press, San Francisco, California, 104 – 106.

Prettyman T. H., a 14 spoluautorů. 2014. Vesta in the light of Dawn: First exploration of a protoplanet in the Asteroid Belt. Lunar and Planetary Science Conference, Abstract 2043. Lunar and Planetry Institute. Houston, Texas.
(zdroj:http://www.hou.usra.edu/meetings/vesta2014/pdf/2043.pdf)

Pun, A., Papike, J. J. 1996. Unequilibrated eucrites and the equilibrated Juvinas eucrite: Pyroxene REE systematics and major, minor, and trace element zoning. American Mineralogist, 81, 1438-1451.

Reddy V. and 27 coauthors. 2012. Color and Albedo Heterogeneity of Vesta from Dawn. Science 11, 336, 6082, 700-704.

Reid, A. M., Barnard, B. M. 1979. Unequilibrated and equilibrated eucrites. Lunar and Planetary Science, 02/1979, 10, 1019-1022.

Righter, K., Drake, M. J. 1996. Core formation in Earths Moon, Mars and Vesta. Icarus, 124, 513-529,

Righter, K., Drake, M. J. 1997. A magma ocean on Vesta: Core formation and petrogenesis of eucrites and diogenites. Meteoritics and Planetary Science, 32, 929 – 944.

Roatsch, Th., Kerste, E., Matz, K. D., Preusker, Scholten, F., Jaumann, R., Raymond, C. A., Russell, C. T., 2012. High resolution Vesta High Altitude Mapping Orbit (HAMO) atlas derived from Dawn framing camera images. Planetary and Space Science, 73, 283–286.

Robinson, M. S., Lucey, P. G. 1997. Recalibrated Mariner 10 Color Mosaics: Implications for Mercurian Volcanism. Science, 275, 197-200.

Rose, G. 1863. Systematisches Verzeichnis der Meteoriten in den Meteoriten in den mineralogischen Museum der Universität zu Berlin. Annalen der Physik,118, 419 – 423.

Rosing, M. T., Haack, H. 2004. The first mesosiderite-like Clast in a Howardite. 35th Lunar nad Planetary Science Conference, March 15-19, Leauge City, Texas, abstract 1487.

Rubin, E. A. 2002. Disturbing the Solar system. Princeton University Press.

Ruzicka, A., Snyder, G. A., Taylor, L. A. (1997): Formation of eucrites and diogenites in magma ocean on the HED parent body (abstract). Lunar and Planetary Science, 28, 1215-1216.

Řanda, Z., Soukal, L., Mizera, J. 2005. Possibilities of the short-term thermal and epithermal neutron activation for analysis of macromycetes. Journal of radioanalytical and nuclear chemistry, 264, 67-76.

Řanda, Z., Kučera, J., Soukal, L. 2003. Elemental characterization of the new Czech meteorite "Morávka" by neutron and photon activation analysis. Journal of radioanalytical and nuclear chemistry, 257, 275-283.

Safronov V. S. (1969): Evoliucia doplanetnogo oblaka i obrazovanie Zemli i planet. Nauka, Moskva.

Scott, E. R. D. 1977. Geochemical relationship between some pallasites and iron meteorites. Mineralogical Magazine, 41, 265-272.

Scott, D. H., 1978. Viking contributions: Martian highland - lowland stratigraphy. Report of Planetary Geology Program, 1977 - 1978, 89 - 90.

Shukla A. D., Ray, D., Bhanadri, N. 2015. Basaltic eucrites similar to terrestrial MORBs: A geochemical approach. 46th Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1356.

Shearer, C. K., Burger, P. V., Neal, C., Sharp, Z., Spivak-Birndorf , L., Borg, L., Fernandes, V. A., Papike, J. J., Karner, J., Wadhwa, M., Gaffney, A., Shafer, J., Geissman, J., N., Atudorei, N. V., Herd, C., Weiss, B. P., King, P. L., Crowther, S. A., Gilmour, J. D. 2010. Non-basaltic asteroidal magmatism during the earliest stages of solar system evolution: A view from Antarctic achondrites Graves Nunatak 06128 and 06129. Geochimica et Cosmochimica Acta, 74, 1172- 1199.

Shukolyukov, A., Lugmair ,G. 1992. ^{60}Fe — Light my fire. Meteoritics, 27, 289.

Schenk P., O'Brien, D. P., Marchi, C., Gaskell, R., Preusker, F., Roatsch, T., Jaumann, R., Buczkowski, D., McCord, T., McSween, H. Y., Williams, D., Yingst, A., Raymond, C., Russell, Ch. 2012. The Geologically Recent Giant Impact Basins at Vesta's South Pole. Science, 11, 336, 6082, 694-697.

Schwartz, J. M., McCallum, I. S., Camara, F., Domeneghetti, C., Zema, M. (2002): Pasamonte eucrite: subsolidus thermal history. 3rd Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 11-15, 2002, Houston, Texas, abstract 1846.

Smrekar, S. E., Stofan, E. R., Mueller, N., Treiman, A., Elkins-Tanton, L., Helbert, J., Piccioni, G., Drossart, P. 2010. Recent Hotspot Volcanism on Venus from VIRTIS Emissivity Data. Science 30, 328, 8978, 605-608.

Sonett, C. P., Colburn D. S., Schwartz K. 1968. Electrical heating of meteorite parent bodies and planets by dynamo induction from a pre-main sequence T-Tauri „solar wind". Nature 219, 924 - 926.

Spencer, J. R., Schneider, N. M. 1996. Io on the eve of the Galileo mission: Annual Review of Earth and Planetary Science, 24, 125 - 190.

Spudis, P. D., Guest, J. E. 1988. Stratigraphy and geologic history of Mercury. In F.Vilas, C. Chapman, M. Matthews (eds.), Mercury. Univ.of Arizona Press, Tucson, 118-164.

Srinivasan, G., Goswami, J. N., Bhandari, N. 1999. ^{26}Al in eucrite Piplia Kalan: Plausible heat source and formation chronology. Science, 284, 1348–1350.

Stevenson, D. J. 1987. Origin of the moon- the collision hypothesis. Annual Review of Earth and Planetary Science, 15, 271-315.

Stanley, B. D., Ben, D., Hirschmann, M. M., Anthony, C., Withers, A. C. 2011. CO_2 solubility in Martian basalts and Martian atmospheric evolution. Geochimica et Cosmochimica Acta 75, 5987–6003.

Stolper, E. M. 1975. Petrogenesis of eucrite, howardite and diogenite meteorites. Nature 258, 220-222.

Stolper, E. 1977. Experimental petrology of eucrite meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta 41, 587 - 611.

Sun, S. S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins. Saunders, A.D. and Norry, M. J. (ed.), 42, 313-345. Geological Society of London, London.

Szurgot, M. 2003. Thermophysical properties of meteorites, Specific heat capacity. 2nd Meteorite seminar in Olsztyn, 136-145.

Szurgot, M., Polański, K. 2011. Investigation of HaH 286 eucrite by analytical elektron microscopy. Meteorites, 1, 1, 29–38.

Szurgot, M. 2014. Mean composition of feldspar in HED meteorites and in protoplanet Vesta. Vesta in the light of Dawn - first exploration of a protoplanet in the Asteroid belt. Abstract No 2052. (zdroj: http://www.hou.usra.edu/meetings/vesta2014/pdf/2052.pdf)

Šimčíková, M. 2008. Achondrity HED. Stonařovské meteority 1808 – 2008. Muzeum Vysočiny, 51 – 57. Jihlava.

Takeda, H., Miyamoto, M., Ishii, T., Reid, A. M. 1976. Characterization of crust formation on a parent body of achondrites and the moon by pyroxene crystallography and chemistry. Lunar Science, 2, 7, 3535-3548.

Takeda, H., Graham, A. L. 1991. Degree of equilibration of eucritic pyroxenes and thermal metamorphism of the earliest planetary crust. Meteoritics 26, 129 - 134.

Takeda, H. 1997. Mineralogical records of early planetary processes on the howardite, eucrite and diogenite parent body with reference to Vesta. Meteoritics and Planetary Science 32, 841 - 853.

Taylor, S. R., Jakeš, P. 1974. The geochemical evolution of the moon. Proceedings of the 5th Lunar Conference , vol. 2 (A75-39540 19-91), 1287-1305.

Taylor, S. R., Jakeš, P. 1977. Geochemical evolution of the moon revisited. Proceedings of the 8th Lunar Science Conference, 1, (A78-41551 18-91), 433 - 446.

Thomas, P. C., Binzel, R. P., Gaffey, M. J., Storrs, A. D., Wells, E. N., Zellner, B. H. 1997. Impact excavation on asteroid 4Vesta: Hubble Space Telescope results. Science 277, 1492 - 1495.

Treiman, A. H., Gleason, J. D., Bogard, D. D. 2000. The SNC meteorites are from Mars. Planetary and Space Science 48, 1213 - 1230.

Treiman, A. H., Lanzirotti, A., Xirouchakis, D. 2004. Ancient water on asteroid 4Vesta: evidence from a quartz veinlet in the Serra de Magé eucrite meteorite. Earth and Planetary Science Letters, 219, 189-199.

Warren, P. H., Jerde, E. A. 1987. Composition and origin of Nuevo Laredo trend eucrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51, 713-725.

Warren, P. H., Kallemeyn, G. W. 1989. Allan Hills 84025: The second Brachinite, far more differentiated than Brachina, and an ultramafic achondritic clast from L chondrite Yamato 75097. Proceedings of the 19th Lunar and Planetary Science Conference, 475-486.

Warren, P. H., Jerde, E. A., Migdisova, L. F., Yaroshevsky, A. A. 1990. Pomozdino: An Anomalous, high MgO/FeO, yet REE rich eucrite. In 20th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, TX, Mar. 13-17, 1989, Proceedings (A90-33456 14-91), 281-297.

Wasson, J. T., Chapman, C. R. 1996. Space weathering of basalt covered asteroids. Vesta an unlikely source HED meteorites (abstract). In workshop on igneous asteroids. Focus on Vesta and the HED meteorites. LPI technical report 96-02, part 1, 38-39. Lunar and planetary institute, Houston.

Weidenschilling, S. J. 1988. Formation processes ant time scales for meteorite parent bodies. In Meteorites and the Early Solar System (ed. J. F. Kerrridge, M. S. Mathews), University of Arizona Press, 348-371.

Weisberg, M. K., Smith, C., Benedix, G., Folco, L., Righter, K., Zipfel, J., Yamaguchi, A., Chennaoui-Aoudjehane, H. 2008. The Meteoritical Bulletin, 94, Meteoritics and Planetary Science 43, 9, 1551-1588.

Weisberg, M. K., Smith, C., Benedix, G., Folco, L., Righter, K., Zipfel, J., Yamaguchi, A., Chennaoui-Aoudjehane, H. 2009. The Meteoritical Bulletin, 95, Meteoritics and Planetary Science 44, 3, 1-33.

Wetherill, G. W. 1988. Accumulation of Mercury from planetesimals. Mercury (ed. Chapman C., Vilas F.), Tucson, University of Arizona Press, 670-691.

Wetherill, G. W., Turner G., Whipple F. L. 1987. Dynamical relationship between asteroids, meteorites, and Apollo – Amor objects. Diffuse Matter in the Solar System: Comet Haley and Other Studies, 323, 1572, 323-337.

Wetherill, G. W. 1990. Formation of the Earth. Annual Review of Earth and Planetary Science, 18, 205-256.

Wieczorek, M. A., Jolliff, B. L., Khan, A., Pritchard, M. E., Weiss, B.P., Williams, J. G., Hood, L. L., Righter, K., Neal, C. R., Shearer, C. K., McCallum, I. S., Tompkins, S., Hawk, B. R., Peterson, C., Gillis, J. J., Bussey, B. 2006. The Constitution and Structure of the Lunar Interior. In New views of the Moon, (eds. B. L. Jolliff, M. A. Wieczorek, C. K. Shearer and C. R. Neal). Mineralogical Society of America nad Geochemical Society, Washington, DC, 221-364.

Wilhelms, D. (1987): Geologic history of the Moon. US Geological Survey, Professional paper, 1348, 302.

Williams, D. A., Yingst, R. A., Garry, W. B. 2014. Introduction: The geologic mapping of Vesta. Icarus 244 Special issue: Geology of Vesta, 1–12.

Wood, A. J., 1968. Meteorites and Origin of Planets. McGraw-Hill Inc, 88-94. New York.

Wood, A. J., Dickey, J. S. Jr., Marvin, U. B., Powell, B. N. 1970. Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon. Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement, Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference, Mineralogy and Petrology, 1, 965.

Wyatt, M. B., McSween, H. Y., Jr. 2002. Spectral evidence for weathered basalt as an alternative to andesite in the northern lowlands of Mars. Nature, 417, 263 - 266.

Yamaguchi, A., Taylor, G. J., Keil, K. 1996. Global crustal metamorphism of the eucrite parent body. Icarus 124, 97 - 12.

Yamaguchi, A., Taylor, G. J., Keil, K, Bogard, D. D. 1997. Evidence for a large cratering event on the HED parent body (Vesta) 4,5 GA ago. Meteoritics and Planetary Science, 32, A144-A155.

Yamaguchi, A., Clayton, R. N., Mayeda, T. K., Ebihara, M., Oura, I., Miura, I. M., Haramura, H., Misawa, K., Kojima, H., Nagao, K. 2002. A new source of basaltic meteorites inferred from Northwest Africa 011. Science 296, 334-336.

Yamaguchi, A., Barrat, J. A., Greenwood, R. C., Shirai, N. C., Okamoto, C. T., Setoyanagi, T., Ebihara, M., Franchi, I. A., Bohn, M. 2009. Crustal partial melting on Vesta: Evidence from highly metamorphosed eucrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73, 23, 7162 - 7182.

Yingst, R. A. and 15 coauthors. 2014. Geologic mapping of Vesta. Planetary Space Science 103, 2-23.

Zema, M., Domenegheti, M. C., Molin, G. M., Tazzoli, V. 1997. Cooling rates of diogenites: A study of Fe^{2+} - Mg ordering in orthopyroxene by single-crystal x-ray diffraction. Meteoritics and Planetary Science, 32, 855 - 862.

Internetové zdroje:

http://www.lpi.usra.edu/meteor/index.php – staženo 22.3.2015

www.planetary.org – staženo 22.3.2015

(http://www.nasa.gov/dawn) – staženo 22.3.2015

http://www.nasa.gov/mission_pages/dawn/news/dawn20120920.html - staženo 22.3.2015

http://maps.google.com – staženo 22.3.2015