

P O V Ě T R O Ň

Královéhradecký astronomický časopis

číslo S1/2009
ročník 17

Meteority



Miroslav Brož, Martin Šolc, Miloš Boček: <i>Meteority — obecný přehled</i>	3
Miloš Boček: <i>Polymiktní ureility z asteroidu 2008 TC₃</i>	24



Obr. 1 — Eukritický achondrit Stonařov, jehož pád byl pozorován v roce 1808 u Jihlavy. Jedná se o zvětralý exemplář, který byl nalezen až po 170 letech. Minerály povrchové vrstvy, tlusté 2 cm, byly již poznamenány přeměnou. Meteority tohoto typu pocházejí nejspíše z planety (4) Vesta, podobně jako diogenity a howardity. K článku na str. 3.

Povětroň S1/2009; Hradec Králové, 2009.

Vydala: **Astronomická společnost v Hradci Králové** (5. 12. 2009 na 226. setkání ASHK)
ve spolupráci s **Hvězdárnou a planetáriem v Hradci Králové**

vydání 1., 40 stran, náklad 100 ks; dvoměsíčník, MK ČR E 13366, ISSN 1213-659X

Redakce: Miroslav Brož, Martin Cholasta, Josef Kujal, Martin Lehký a Miroslav Ouhrabka

Předplatné tištěné verze: vyřizuje redakce, cena 35,- Kč za číslo (včetně poštovného)

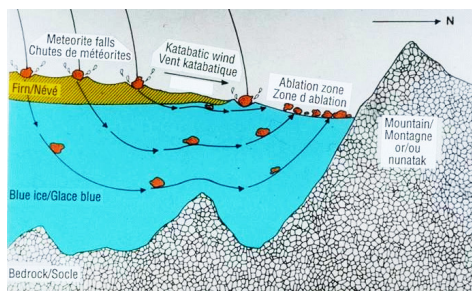
Adresa: ASHK, Národních mučedníků 256, Hradec Králové 8, 500 08; IČO: 64810828

e-mail: <ashk@ashk.cz>, web: <<http://www.ashk.cz>>

Naleziště a známé pády

Meteority, čili pozůstatky po srážkách Země s kosmickými tělesy, lze nalézt prakticky kdekoliv. Nejvýznamnější jsou však bezpochyby „hromadná“ naleziště v Antarktidě (meteority odsud mívají označení Allan Hills nebo Yamato) a také na Sahaře. Důvody jsou tři:

1. v suchém podnebí odolává meteorit zvětrávání dlouhou dobu (až 1 milión let), kdežto ve vlhkém se poměrně rychle rozpadne (za řádově 10 tisíc let);
2. na fáním povrchu, jako je sníh nebo písek, jsou meteority dobře viditelné;
3. v Antarktidě jsou místa, kde se ledovec posouvá směrem k pohoří nebo nunataku a zároveň na povrchu odtává. Meteority, které do ledu napadaly za poslední milénia, se tak „vynoří“ na povrchu (obr. 2).



Obr. 2 — Schéma antarktických nalezišť meteoritů, jako jsou Allan Hills. Pohyb a odtávání ledovce zde vedou k soustředění meteoritů na úpatí hor. Převzato z [12].

Meteority se pojmenovávají se podle místa dopadu a roku, kdy k události došlo. Na našem území bylo doposud dokumentováno 21 pádů (tab. 1). Obzvláště známé jsou meteority Příbram (1959) a Morávka (2000), které byly nalezené ve vypočtené dopadové elipse, odvozené ze snímků celooblohových kamer Evropské bolidové sítě. Díky těmto pozorováním známe i heliocentrickou trajektorii mateřských těles těchto dvou meteoritů.

Klasifikace meteoritů

Meteority se třídí především na základě jejich petrologických, mineralogických, chemických a izotopických vlastností (viz souhrnnou tab. 2 a obr. 3). Zastoupení

Titulní strana: Meteorit Almahata Sitta č. 15 *in situ* v Núbijské poušti při jeho nálezu 8. prosince 2008, přibližně dva měsíce po pádu. © P. Jenniskens, SETI Institute/NASA. Převzato z [3]. K článku na str. 24.

Blansko* (1833)	Stará Bělá (1850?, Alt Bela)
Bohumilice (1829, Bohumilitz)	Stonařov* (1808, Stannern)
Broumov* (1847, Braunau)	Suchý Důl* (1969)
Loket (1400?, Elbogen)	Tábor* (1753)
Lysá nad Labem* (1808, Lissa)	Teplá (1909)
Morávka (2000)	Těšice* (1878, Tieschitz)
Opava (1925, Kylešovice)	Ústí nad Orlicí* (1963)
Ploskovice* (1723, Ploschkovitz)	Veselí nad Moravou* (1831, Vnorovy, Wessely)
Příbram* (1959)	Vířenice (1911)
Sazovice* (1934)	Žebrák* (1824)
Sedlčany (1900)	

Tab. 1 — Znamé české meteority, místo dopadu a rok; * označuje pozorovaný pád. Uvádíme případně i německý název místa, který se často vyskytuje v literatuře.

čtyř základních typů meteoritů — chondritů, achondritů (obojí jsou tradičně označovány jako kamenné¹), železných a kamenoželezných meteoritů — je uvedeno v tab. 3.

Samozřejmě se liší počty nálezů a skutečné počty těles v blízkozemní populaci, neboť materiály meteoritů mají různou pevnost a ablační koeficient, kteréžto vlastnosti ovlivňují průlet atmosférou Země, i různě odolávají zvětrávání. Některé druhy meteoritů lze též snadněji rozlišit od okolních pozemských hornin. Ze všech těchto hledisek jsou bezpochyby nejvýhodnější meteoritická železa, kterých je tak ve sbírkách poměrně nejvíce.²

Chondrity

uhlíkaté chondrity

- CI přeměna působením vody; bez chonder; bohaté na těkavé složky
- CM přeměna působením vody; minichondrule
- CR přeměna působením vody; primitivní chondrule; obsah kovu
- CO minichondrule; obsah kovu
- CV velké chondrule; četné inkluze Ca–Al; částečná přeměna vodou
- CK velké chondrule; ztmavené silikáty
- CH mikrochondrule; bohaté na kov; chudé na těkavé látky
- nezařazené (např. Coolidge; LEW 85332)

obyčejné chondrity

- H větší celkový obsah Fe (oxidovaného i ryzího)
- L menší celkový obsah Fe
- LL velmi nízký celkový obsah Fe
- „HH“ (chondritické silikáty v železe Něčaevo [Нечaeво] ИЕ)

chondrity R

- R silně oxidované; bohaté na izotop ¹⁷O

¹ Chondrity vypadají na pohled jako kamenné, přesto některé z nich mohou obsahovat větší podíl rovnoměrně rozptýleného ryzího železa.

² U saharských želez existuje potíže, že je sbírají domorodci, čímž ovšem způsobují jejich „antropogenní“ úbytek.

Enstatitové chondrity

EH	velký celkový podíl železa; vysoce redukované; minichondrule
EL	málo železa; vysoce redukované; chondrule středních velikostí
nezařazené	(např. LEW 87223)
<i>silikáty v IAB/IIICD</i>	subchondritické složení; bez chondruli; obsah planetárního plynu
<i>nezařazené chondrity</i>	(např. Deakin 001)

Primitivní achondrity

<i>Acapulcoity</i>	chondritické obsahy plagioklasu a troilitu; středně zrnité
<i>Lodranity</i>	subchondritické obsahy plagioklasu a troilitu; hrubě zrnité
<i>Winonaity</i>	podobné silikátům v železech IAB
<i>nezařazené</i>	(např. Divnoje [Дивное])

Diferencované meteority

Asteroidální achondrity

Eukrity	bazalty
Diogenity	ortopyroxenity
Howardity	drcená směs (brekcie) bazaltů a ortopyroxenitů
Angrity	fassaitové bazalty
Aubrity	enstatitové achondrity
Ureility	olivín a pyroxen v uhlíkaté matici
Brachinity	stejnozrné; převaha olivínu, klinopyroxeny, ortopyroxeny

Marsovské meteority

Shergottity	bazalty a lherzolity
Nakhlity	augitové klinopyroxenity
Chassigny	dunit
ALH 84001	ortopyroxenit

Měsíční meteority

mořské bazalty

impaktní brekcie regolitové brekcie (pevninské nebo mořské), úlomkovité brekcie

Kamenoželezné meteority

Pallasity	kovy a olivín; vzorky rozhraní jádro/plášť
	hlavní skupina pallasitů
	pallasity z Eagle Station

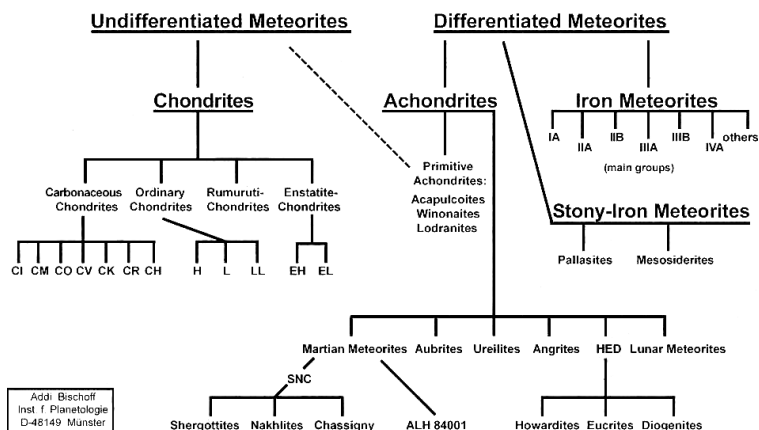
Mezosiderity	kovy a silikáty bazických hornin (bazaltů, gaber a pyroxenitů)
nezařazené	(např. Enon; Mt. Egerton)

Železné meteority

magmatické skupiny	IC, IIAB, IIC, IID, IIF, IIIAB, IIIE, IIIF, IVA, IVB
nemagmatické skupiny	IAB/IIICD, IIE; silikátové inkluze
nezařazené	(např. Britstown; Denver City; Guin; Sombrerete)

Tab. 2 — Klasifikace meteoritů podle [13], [16] se stručnou charakteristikou.

Chondrity. Chondrity jsou meteority primitivní, *nediferencované*, které jako celek neprošly úplným ani částečným přetavením v mateřských tělesech. Charakteristické jsou pro ně *chondry*, kulové útvary s vlastnostmi odlišnými od matrice, ve které jsou vnořené. Chondry na rozdíl od matrice jistým stupněm tavení prošly (rychlým zahřátím na víc než 1 500 °C během několika minut a opětovným ochlazením na škále desítek minut); jejich vznik není zcela objasněn.



Obr. 3 — Grafická podoba klasifikace meteoritů. Převzato z [9].

typ meteoritů	zastoupení
chondrity	84 %
achondrity	8 %
železné	7 %
kamenoželezné	1 %

Tab. 3 — Počty různých typů meteoritů podle nálezů. Kamenné meteority (tj. chondrity a achondrity) se též označují jako aerolity, železné jako siderity a kamenoželezné jako litosiderity.

Petrograficky se chondrity dají rozlišit na typy 1 až 6, podle struktury, textury a minerálního složení; tyto typy též odpovídají stupni nízkoteplotní přeměny působením vody nebo stupni vysokoteplotní metamorfózy. Z chemického hlediska se chondrity mimo jiné liší poměrným zastoupením prvků, např. Si, Al, Ca, Mg, Fe, Ni (obr. 4, 5). U *obyčejných chondritů* je směrodatný celkový obsah železa, kovového i oxidovaného (H znamená high, L low)³:

$$H \leftarrow L \leftarrow LL \quad (\text{obsah železa}).$$

Podobně je tomu u *enstatitových chondritů*:

$$EH \leftarrow EL \quad (\text{obsah železa}).$$

Tyto chondrity jsou však typické tím, že železo obsahují prakticky pouze v redukované formě (kovové nebo v sulfidech), ale nikoli v silikátech. Mohou mít až 30 % kovu. Ze silikátů je pro ně charakteristický hořčnatý pyroxen enstatit (neobsahující železo).

³ zároveň stoupá i podíl ryzího železa vzhledem k oxidovanému

Velmi zajímavou skupinu tvoří *uhlíkaté chondrity*, které se vyznačují až 5 % obsahem uhlíku ve formě „organických“ sloučenin (uhlovodíků, aminokyselin, aj.)⁴ nebo karbonátů, a také přítomností vody nebo minerálů obsahujících vodu (např. hořečnatého sulfátu epsomitu, serpentinu nebo silikátů, podobajících se pozemským jílovým minerálům). Hmotnostní podíl vody může dosáhnout i 20 %. Železo je zde převážně oxidované, méně často v ryzí podobě.

Vůbec nejprimitivnější meteority patří do podskupiny CI. Neobsahují chondry, jsou nejvíce oxidované a jejich chemické složení je téměř shodné se složením sluneční fotosféry, nepočítáme-li nejtěkavější prvky (H, He, inertní plyny).

Důležitou složkou zejména uhlíkatých chondritů jsou bíle zbarvené *vápenato-hlinité inkluze* (CAI), obsahující vysoce refraktorní prvky (stabilní za vysokých teplot). Považujeme je za vůbec nejstarší pevné částice, zkondenzované z protoplanetární mlhoviny.

Achondrity. Původně název achondrity označoval kamenné meteority bez chonder. Pro zařazení meteoritu mezi achondrity je však podstatné, že nese známky krystalizace z magmatu.

Primitivní achondrity mají podobné chemické složení jako chondrity (některé obsahují i reliktů chonder), jsou však již *částečně diferencované*. Většina z nich představuje pravděpodobně produkt pouze parciálního tavení (způsobeného radiogenním teplem, akrecí či impaktem) malých těles chondritického složení.

Asteroidální, marsovské a lunární achondrity jsou již zřetelně *diferencované*; soudíme, že vznikly magmatickou diferenciací v kůře nebo plášti větších těles. Byly obohaceny o litofilní⁵ prvky a ochuzeny o siderofilní⁶, neobsahují prakticky žádné kovové železo. Podobají se tím pozemským magmatickým horninám.

Howardity, eukrity a diogenity tvoří skupinu nazývanou *HED meteority*; pocházejí pravděpodobně z planety (4) Vesta. Jejich stáří je kolem 4,5 miliardy let.

Shergottity, nakhlity a chassignity se dohromady nazývají *SNC meteority* a pocházejí z Marsu. Byly „odhalené“ podle izotopů vzácných plynů ve sklech, které se shodují s izotopy změřenými v atmosféře Marsu sondami Viking. Jejich radio-metrická stáří se pohybují mezi 1,3 až 0,17 Gyr.

Meteority označené jako *lunární* se svými chemickými a mineralogickými vlastnostmi prakticky shodují se vzorky dovezenými z Měsíce kosmickými loděmi Apollo.⁷ Na konci roku 2009 bylo rozpoznáno přes 60 lunárních meteoritů.

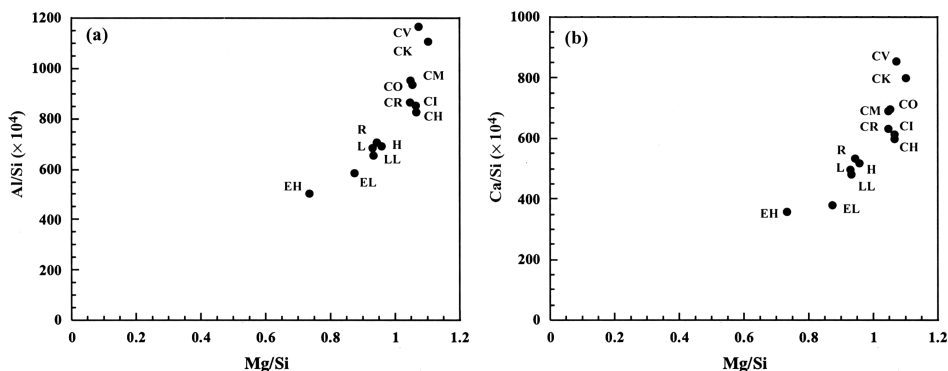
Železné meteority. Na rozdíl od pozemského ryzího železa (které je v kůře velmi vzácné) má meteoritické železo vysoký obsah niklu. Nejčastějšími minerály jsou

⁴ které jsou považované za abiogenní

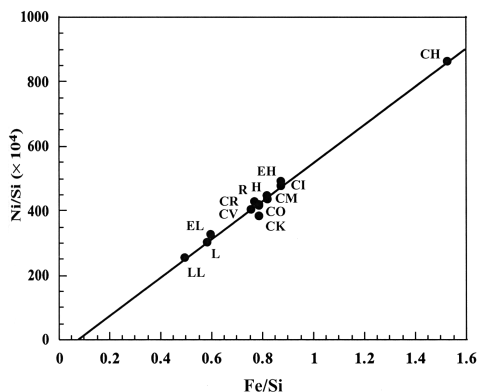
⁵ se silnou afinitou (vazbou) ke kyslíku a křemíku, s tendencí koncentrovat se v silikátové fázi

⁶ se silnou afinitou k železu, koncentrující se v kovové fázi

⁷ Celkem se jednalo o 382 kg hornin.



Obr. 4 — Poměry zastoupení chemických prvků Al/Si, Ca/Si, Mg/Si ve třinácti skupinách chondritů. Převzato z [10].



Obr. 5 — Poměry Fe/Si, Ni/Si ve 13 skupinách chondritů. Převzato z [10].

kamacit (obsahující α -Fe, 4 až 7 % Ni), a *tenit* (γ -Fe a 15 až 65 % Ni). Chemická klasifikace želez se řídí zejména poměry siderofilních prvků Ni, Ga, Ge, Ir (obr. 6).

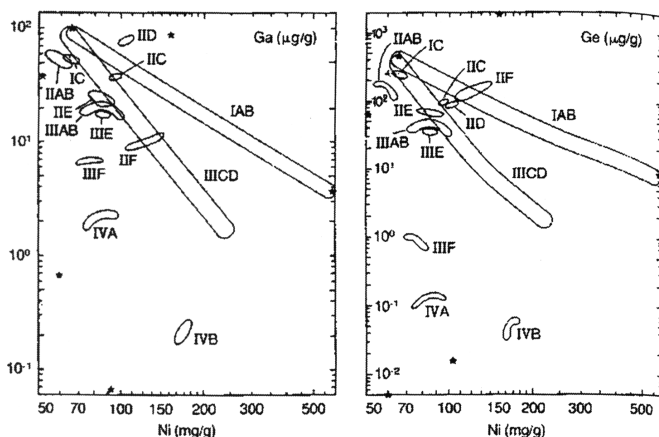
Na leštěných nábrusech leptaných kyselinou dusičnou se často ukazují *Widmanstättenovy* obrazce, což je projev orientovaného lamelárního prorůstání krystalů tenitu a kamacitu. Zastoupení těchto minerálů a velikost a vzájemné uspořádání jejich lamel určuje strukturní klasifikaci želez: na *hexaedrity*, *oktaedrity* a *ataxity* (tab. 4). V případě hexaedritů jsou někdy přítomné jemné rovnoběžné *Neumannovy* linie, které vznikají působením vyšších tlaků a teplot, například při impaktní rázové vlně.

Krystalová struktura svědčí o extrémně pomalém chladnutí želez — řádově o 1 Kelvin za milión let. Takové hodnoty jsou možné desítky až stovky kilometrů

hluboko v nitru planetek (v jádře), které je dobře tepelně izolované od povrchu (obr. 7). Podle radiometrických dat se zdá, že železné meteority utuhly před asi 4,3 Gyr. Diferenciací vzniklá a chladná železa byla později vyvržena při impaktech.

označení	název skupiny	tloušťka lamel kamacitu	obsah niklu
H	hexaedrity	>50 mm	5,3–5,8 %
Ogg	oktaedrity nejhrubší	>3,3 mm	5,6–6,5 %
Og	hrubé	3,3–1,1 mm	6,1–8,2 %
Om	střední	1,3–0,5 mm	7,1–10,6 %
Of	jemné	0,5–0,2 mm	7,3–13,0 %
Off	nejjemnější	<0,2 mm	11,3–18,1 %
Opl	plessitické	nesouvislé <0,2 mm	9,0–14,3 %
D	ataxity	chybí	15,8–60,8 %

Tab. 4 — Strukturní klasifikace želez. Podle [10].

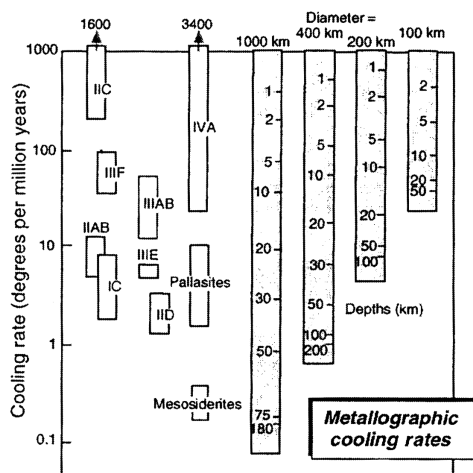


Obr. 6 — Poměry Ga/Ni, Ge/Ni ve 13 skupinách železných meteoritů. Převzato z [10].

Kamenoželezné meteority. Kamenoželezné meteority jsou směsí složek známých z meteoritů železných a achondritů. Rozlišujeme dvě skupiny, lišící se z chemického hlediska obsahem MgO v silikátech:

pallasity ← mezosiderity (obsah MgO)

Pallasity jsou charakteristické krystaly olivínu, zasazenými do kovové matrice (mimochodem jde o meteority s nejkrásnějšími výbrusy). Vznikly pravděpodobně při diferenciaci na rozhraní jádra a pláště, za působení rázových vln od impaktů nebo konvektivní nestability, které napomohly promísení složek.



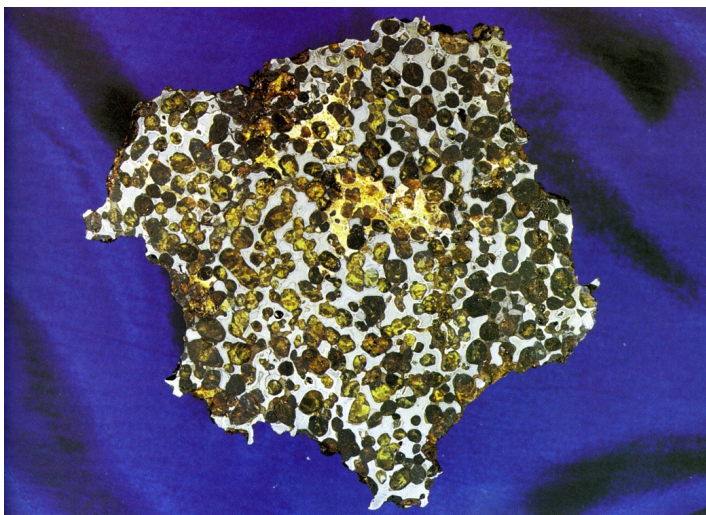
Obr. 7 — Rychlosti chladnutí (ve stupních za milión let) pro železné a železokamenné meteority, odvozené z jejich krystalové struktury, a odpovídající hloubky, ve kterých k tak pomalému chladnutí může docházet. Převzato z [10].



Obr. 8 — Obyčejný chondrit NWA 869 (typ L4–6). Na vyleštěném řezu jsou dobře patrné chondry. Převzato z [19]. © H. Raab.

Mezosiderity mají poměr mezi silikáty a kovy také řádově 1:1, ale v tomto případě jsou ze silikátů zastoupené především pyroxeny a plagioklasy. Vzhledem k brekciovité struktuře se zdá, že mezosiderity (resp. jejich mateřská tělesa) vznikly při srážce dvou různých asteroidů (nebo fragmentů) — kovových a silikátových.

Ukázky různých typů meteoritů můžeme vidět na obr. 8 až 10.



Obr. 9 — Pallasit Springwater (1931), nalezený v Kanadě. Na vyleštěném řezu jsou viditelné krystaly olivínu obklopené niklo-železným kovem. Obvykle se silikáty a kovy při gravitační diferenciaci mateřského tělesa úplně oddělí (kvůli výraznému rozdílu v hustotách), ale pallasity zřejmě vznikly na rozhraní jádra a pláště, kde se složky mohou mísit. Převzato z [1]. © Natural History Museum, London.



Obr. 10 — Meteoritické železo Maltahöhe z Namibie. Typ IIIICD, jemný oktaedrit. Na leptaném řezu jsou zřetelně patrné Widmanstättenovy obrazce. Převzato z [1]. © J. Smith.

minerál	chemický vzorec
olivín	směs forsteritu Mg_2SiO_4 a fayalitu Fe_2SiO_4
pyroxeny železnatohřečnaté a vápenaté	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{CaSi}_2\text{O}_6$, včetně enstatitu $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$
plagioklasy (sodnovápenaté živce)	od albitu $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ po anortit $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
kamacit	$\alpha\text{-(Fe, Ni)}$
tenit	$\gamma\text{-(Fe, Ni)}$
troilit	FeS

Tab. 5 — Chemické vzorce několika nejčastějších z asi 300 minerálů, které se vyskytují v meteoritech. Minerál samozřejmě není určen pouze chemickým složením, ale úplným popisem jeho krystalové struktury a z ní vyplývajících fyzikálních vlastností.

Poměry izotopů

Mají-li dva meteority různé izotopické poměry, naznačuje to jejich odlišný původ a vznik na různých mateřských tělesech nebo dokonce v jiné části sluneční soustavy. Pro analýzy se nejčastěji využívají tři stabilní izotopy kyslíku: nejběžnější ^{16}O (má zastoupení 99,76 %) a vzácné ^{17}O (s 0,04 %), ^{18}O (s 0,20 %). Obvykle se definuje poměr $\delta^{18}\text{O}$ (a zcela obdobně i $\delta^{17}\text{O}$):

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \frac{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_{\text{meteorit}}}{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_{\text{SMOW}}} - 1 \right\} \cdot 1\,000 \quad (1)$$

Oba poměry $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$ jsou vztažené ke standardnímu izotopickému složení oceánské vody (standard mean ocean water, SMOW). V pozemském prostředí obvykle sleduje izotopické složení hornin (i vody) linii se sklonem 0,52:

$$\delta^{17}\text{O} \doteq 0,52 \cdot \delta^{18}\text{O} \quad (2),$$

kteřá je dána procesem *frakcionace*, tedy oddělováním lehčích a těžších izotopů. Tato linie frakcionace (terrestrial fractionation line, TFL) neplatí jen pro Zemi, ale pro jakékoliv prostředí, kde je frakcionace určená různou hmotností izotopů. Poměr $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ bude totiž ovlivněn přibližně dvakrát více než $^{17}\text{O}/^{18}\text{O}$, neboť rozdíl hmotností izotopů je zhruba dvakrát větší.⁸

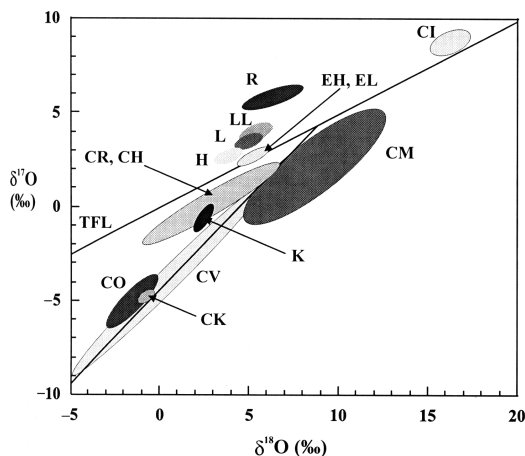
Izotopické poměry mezi chondrity a diferencovanými meteority můžeme vidět na obr. 11 a 12. Odchyly od terestrické linie (2):

$$\Delta^{17}\text{O} = \delta^{17}\text{O} - 0,52 \cdot \delta^{18}\text{O} \quad (3)$$

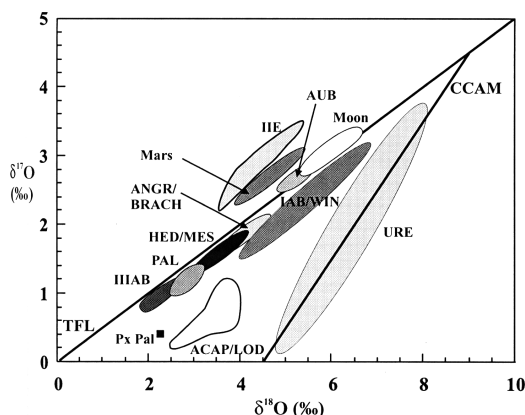
mohou být dvojího druhu: i) některé skupiny chondritů (CR, CH, CI) i většina diferencovaných meteoritů (HED/MES, AUB, ANGR/BRACH, marsovské, lunární,

⁸ Příkladem může být kinetická frakcionace při vypařování vody — molekuly s lehčím izotopem kyslíku se vypařují rychleji a atmosféra je tak obohacena lehčími izotopy, oceánská voda naopak těžšími. Protože výpar vody je ovlivněn teplotou oceánů, lze měření izotopických poměrů v polárním ledu nebo vápencových usazeninách odvozovat teplotu na Zemi v dávné minulosti.

PAL, IAB/WIN, IIIAB, IIE) jsou rovnoběžné s linií, ale neleží přesně na ní. Soudí se, že to odráží různá množství vody přítomné při hmotnostní frakcionaci; ii) skupiny CV, CO jsou s linií různoběžné, což zřejmě odráží mísení izotopů mezi dvěma různými rezervoáry.⁹



Obr. 11 — Izotopické poměry $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$ pro 13 skupin chondritů. TFL označuje linii pozemské frakcionace. Převzato z [10].



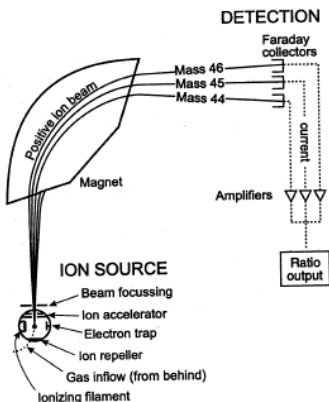
Obr. 12 — Izotopické poměry $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$ pro diferencované meteority. Převzato z [10].

⁹ Takové rezervoáry s odlišnými izotopickými poměry mohou být nedokonale promíchaným materiálem, pocházejícím ze dvou různých hvězd. Hmotné hvězdy v závěrečných fázích hvězdného vývoje totiž vyvrhují syntetizované prvky do mezihvězdného prostředí, přičemž předchozí nukleosyntéza v jejich nitru produkovala různé poměry izotopů, v závislosti na centrální teplotě, metalicitě apod. Vzpomeňme, že naše Slunce je hvězdou třetí generace.

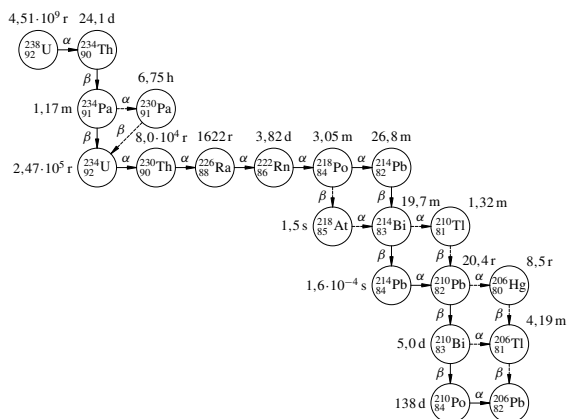
Radiometrické metody

Stáří meteoritů lze zjistit měřením obsahu nestabilních izotopů pomocí *hmotnostních spektrometrů* (obr. 13). Zde se soustředíme na podrobnější popis jednotlivých metod a výsledky dosažené pro různé skupiny meteoritů.

Pro naše účely můžeme využít různých rozpadů s dostatečně dlouhými poločasy rozpadu (příklad jedné rozpadové řady uranu je uveden na obr. 14). Metody používané v praxi uvádí tab. 6.



Obr. 13 — Schéma hmotnostního spektrometru. Jednotlivé kroky při měření jsou tyto: i) vypaření vzorku; ii) ionizace (zajímají nás pochopitelně kladné ionty); iii) urychlení iontů na stejnou kinetickou energii; iv) deflektce magnetickým polem o daném B (ovlivněná poměrem e/m); v) elektrická detekce, zesílení. Pro správnou funkci přístroje je pochopitelně třeba vakuum. Převzato z [19].

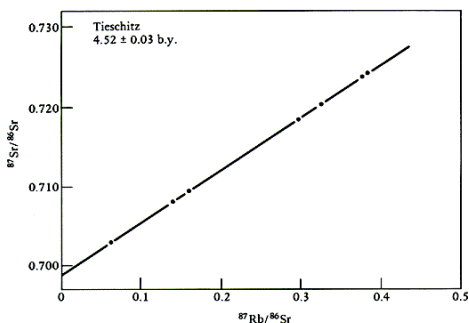


Obr. 14 — Rozpadová řada uranu 238 s vyznačenými poločasy rozpadu.

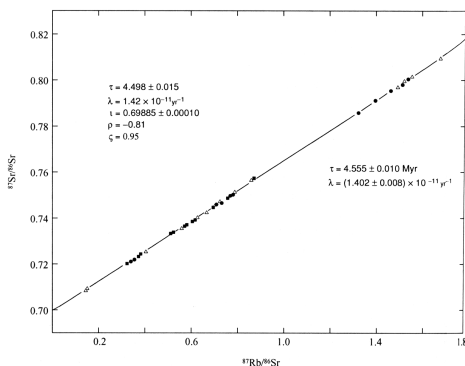
pro kamenné meteority	pro železné meteority
$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$	$^{187}\text{Re} \rightarrow ^{187}\text{Os}$
$^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$	$^{107}\text{Ag} \rightarrow ^{108}\text{Pd}$
$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$	$^{182}\text{Hf} \rightarrow ^{182}\text{W}$
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$	
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	
$^{53}\text{Mn} \rightarrow ^{53}\text{Cr}$	
$^{92}\text{Nb} \rightarrow ^{92}\text{Zr}$	
$^{176}\text{Lu} \rightarrow ^{177}\text{Hf}$	

Tab. 6 — Radiometrické metody používané pro určování stáří meteoritů.

V jednoduchém případě je isochrona, tj. přímka určená metodou nejmenších čtverců, zcela jednoznačná, měření izotopických poměrů vykazují jen malé statistické chyby a formační věk meteoritu je pak určen jen s malou relativní chybou $\simeq 1\%$ (obr. 15). Existují i případy, kdy můžeme zkonstruovat *společnou* isochronu pro celou skupinu meteoritů nebo dokonce pro různé skupiny meteoritů, což svědčí o jejich společném původu (obr. 16).

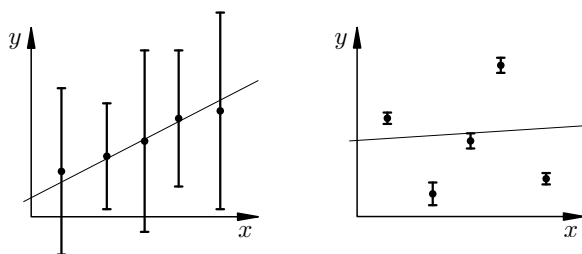


Obr. 15 — Isochrone jednotlivého meteoritu Těšice (Tieschitz) odpovídající radiometrickému stáří $4,52 \pm 0,03$ Gyr. Převzato z [11].



Obr. 16 — Společná isochrona pro různé chondrity typu H, LL, EH, která svědčí o prakticky totožném stáří těchto skupin meteoritů. Převzato z [10].

Obecná poznámka o důležitosti uvážení chyb v metodě nejmenších čtverců (LSM): jsou-li chyby měření „obrovské“, proložení přímky sice můžeme udělat, ale její sklon není dobře určen a skutečná závislost mezi veličinami může být i jiná než lineární. Naopak, jsou-li chyby „miniaturní“ a body na přímce evidentně neleží, nemá žádný smysl přímku prokládat, neboť naše přesná měření lineární závislosti přímo vylučují (obr. 17).



Obr. 17 — Proložení přímky množinou bodů v případě velkých a malých chyb měření.

Po této „teoretické přípravě“ můžeme přistoupit ke komplikovaným případům, kdy body neleží na jedné isochroně, což může mít následující fyzikální důvody: i) těleso neutuhlo celé najednou; ii) některé minerály nebo části tělesa prošly přetavením; iii) docházelo k nukleárním reakcím působením kosmického záření; iv) zvětrávání v pozemském prostředí způsobilo izotopické přeměny. Radiometricky tedy můžeme zjistit vlastně několik věků:

1. *formační věk* (též krystalizační) — dobu, která uplynula od utuhnutí (vzniku krystalové mřížky a uzavření izotopického systému);
2. *formační interval*, tj. dobu, jakou tuhnutí meteoroidu trvalo;
3. *metamorfnní věk*, tj. okamžik, kdy došlo k částečnému přetavení meteoroidu, například minerálů s nižší teplotou tavení;
4. *kosmickou expoziční dobu* — období, po kterou byl meteoroid ozařován kosmickými paprsky;
5. *dobu zvětrávání*, čili setrvání meteoritu na zemském povrchu od okamžiku pádu.

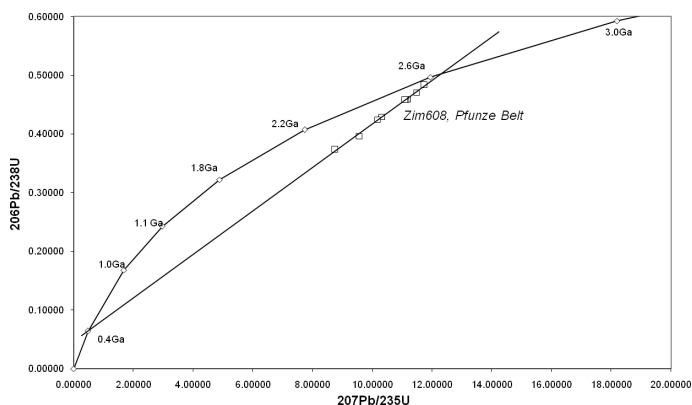
Metoda U–Pb. Metoda U–Pb je poněkud odlišná od ostatních. Používá se v minerálu zirkonu (ZrSiO_4), který silně vypuzuje olovo, čili prakticky všechno olovo v něm je radiogenního původu a pochází z rozpadu přimíseného uranu. Zirkon je navíc chemicky velmi inertní a odolný vůči mechanickému zvětrávání, takže jeho mikroskopická zrna mohou přežít i silnější metamorfózu. Radioaktivní přeměny dvou izotopů uranu jsou popsány rovnicemi:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{238}\text{U}} = e^{\lambda_{238}t} - 1, \quad (4)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{235}\text{U}} = e^{\lambda_{235}t} - 1. \quad (5)$$

Místo jedné rovnice máme dvě, počáteční obsah obou olov je nula, takže soustava je přeurčená. V každém případě musejí dát stejné stáří t . Grafické řešení této soustavy funguje tak, že do grafu ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$ versus ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ vyneseme měřené body a metodou nejmenších čtverců získáme přímku (zvanou errorchrona), a pak

ji doplníme parametrickou křivkou $x(t) = e^{\lambda_{238}t} - 1$, $y(t) = e^{\lambda_{235}t} - 1$ (zvanou concordia), oškálovanou časem t . Průsečík přímky a křivky udává formační stáří meteoritu (obr. 18).



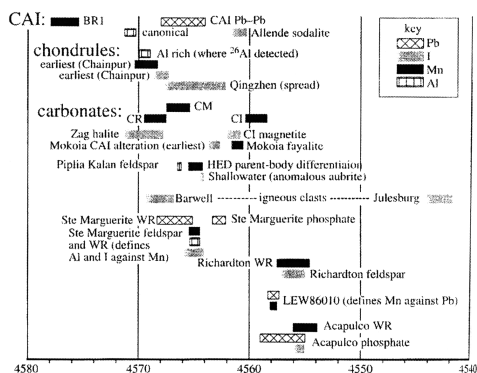
Obr. 18 — Diagram U-Pb pro meteorit Pfunze belt. Převzato z [19].

Mezi důležité poznatky získané radiometrickým datováním meteoritů patří:

1. první pevné částice byly vápenato–hlinité inkluze a chondry (obr. 19);
2. chondrity vznikly až později, několik miliónů let po vzniku zmínovaných inkluzí;
3. chondrity H a železa IIAB, IVA prodělaly ve stejnou dobu roztříštění;
4. první přetavení planet se odehrálo do 100 Myr.

Podle radiometrie měsíčních hornin víme, že:

5. Měsíc vznikl před $(4,53 \pm 0,01)$ Gyr;
6. před 4,5 Gyr vznikl magmatický oceán;
7. mezi 4,5–4,4 Gyr probíhalo chladnutí magmatického oceánu a prvotní diferenciacie;
8. mezi 4,5–3,92 Gyr vznikala prvotní (pevninská) kůra (éra se nazývá přednektarická, podle toho, že předcházela vzniku Moře nektaru);
9. v období 3,92–3,85 Gyr probíhalo velké bombardování, vznikaly impaktní pánve (tj. relativně krátká nektarická éra);
10. v období 3,85–3,2 Gyr byl Měsíc vulkanicky aktivní a vznikala bazaltová moře (tj. imbrická éra, která začíná vznikem pánve Imbrium, pozdějšího Moře dešťů);
11. od 3,2 do 1,2 Gyr probíhalo soustavné slabší bombardování (éra se nazývá eratosténská, podle jednoho velkého kráteru);
12. v období od 1,2 Gyr do současnosti vznikaly nejmladší krátery se světlými paprsky (tj. kopernická éra).



Obr. 19 — Radiometrická stáří (v Myr) různých skupin primitivních meteoritů, respektive jejich částí. Převzato z [10].

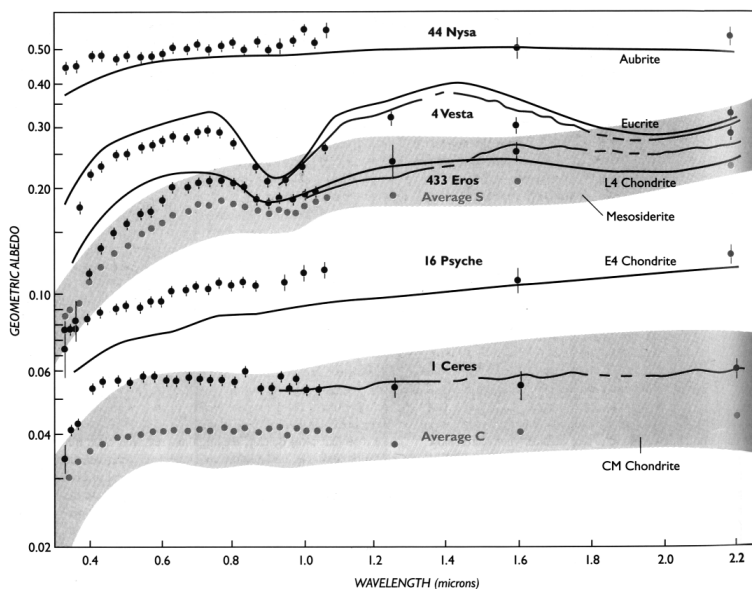
Asociace meteoritů s planetkami

Soudě podle počtu skupin meteoritů a nezařazených exemplářů, existuje celkem asi 100 mateřských těles, ze kterých pocházejí všechny známé meteority (tab. 7). To je možná překvapivě malý počet v porovnání s 1 000 000 asteroidů větších než 1 km v hlavním pásu. Patrně to je ale způsobené fragmentací původních těles, kterých mohlo být řádově 100. Navíc mohlo v téže oblasti sluneční soustavy vzniknout vícero velmi podobných planetek, ze kterých pak pocházejí nerozlišitelné meteority.

mateřská tělesa (skupiny meteoritů)	počet
chondritická	27
primitivní achondritická	2
diferencovaná achondritická	6
kamenoželezná	4
skupiny želez	10
nezařazená železa	50

Tab. 7 — Počty mateřských těles meteoritů, odhadované podle různosti typů meteoritů v pozemských sbírkách.

Některé meteority mají podobná reflektivní spektra jako některé planetky (viz obr. 20). Většinou ale nelze jednoznačně rozhodnout o souvislosti jednotlivého meteoritu a konkrétní planetky, ale jen o taxonomickém typu. Pro posouzení je v každém případě nutné pořízení spekter v blízké infračervené oblasti, kam spadají absorpční pásy význačných minerálů. Obecně bývají meteority podobné spíše menším (tedy mladším) planetkám, což může souviset s kosmickým zvětráváním velkých (starých) těles, při kterém se působením kosmického záření postupně mění odrazné vlastnosti povrchu.



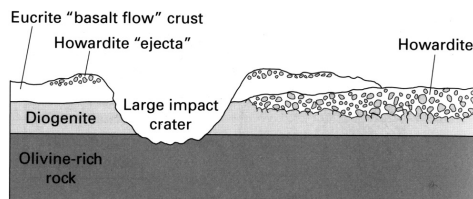
Obr. 20 — Porovnání reflečních spekter vybraných planetek a meteoritů. Širokými pásy jsou naznačeny rozsahy, ve kterých se pohybují spektra chondritů CM a mezosideritů; šedivé body odpovídají průměrným spektrům planetek typů C a S. Převzato z [1].

Předpokládané asociace meteoritů a planetek uvádí tab. 8. Zejména si všimneme, že si odpovídají:

1. *obyčejné chondrity a asteroidy typu S(IV)*, mají ve spektru obdobné absorpční pásy olivínu (na $1\ \mu\text{m}$) a pyroxenu (na $2\ \mu\text{m}$). Mezi asteroidy typu S(IV) patří velká tělesa jako (3) Juno, (6) Hebe, (7) Iris, (11) Parthenope. Obzvláště Hebe je blízko rezonancí, což usnadňuje transport fragmentů k Zemi, ale má spektrum červenější než chondrity.¹⁰ Chondrity LL se podobají zejména blízkozemní planetce (1862) Apollo (ale i jiným tělesům typu S, Q).
2. *uhlíkaté chondrity CM a planetky typu C*, které převažují ve vnějším hlavním pásu. Patří mezi ně (13) Egeria, (19) Fortuna.
3. *HED meteority a planetka (4) Vesta*. To, že eukrity a diogenity patří k sobě, víme proto, že se našly jejich polymiktní brekcie alias howardity. Předpokládáme tedy, že všechny tři skupiny meteoritů vznikly na jednom tělese (obr. 21). S velkou pravděpodobností se jedná o (4) Vestu, případně se může jednat o některé planetky taxonomického typu V (neboli Vestoidy). Že zdrojem HED me-

¹⁰ Dříve uváděná asociace chondritů s planetkou (3628) Božněmcová neplatí; optická spektra si podobná byla, ale později získaná infračervená spektra se výrazně odlišují.

teoritů není jediné těleso, naznačuje nález jednoho eukritu, který má jiné poměry izotopů kyslíku.¹¹



Obr. 21 — Předpokládaná struktura diferencovaného mateřského tělesa eukritů, diogenitů a howarditů.

4. *železné meteority, enstatitové chondrity a asteroidy typu M.* Železných meteoritů je vícero skupin (i jednotlivých nezařazených meteoritů je relativně hodně), což má patrně dva důvody: i) železné meteoroidy jsou pevnější, lépe odolávají srážkám, mohou být k Zemi dopravovány dlouhou dobu a tudíž máme vzorky z většího objemu hlavního pásu. ii) samotná diferenciace je složitý proces a v rámci jednoho mateřského tělesa dá vzniknout mineralogicky i petrologicky různým meteoritům. Jednoznačná identifikace mateřského tělesa je obtížná, existuje totiž „nepříjemná“ závislost reflektivního spektra na velikosti zrna. Mezi velké asteroidy typu M patří třeba (16) Psyche nebo (216) Kleopatra. Není ale jasné, jak může mít (16) Psyche hustotu pouhých 2000 kg/m^3 (v porovnání s hustotou železa 7900 kg/m^3 by to znamenalo „pohádkovou“ porozitu). U (216) Kleopatry je zase záhadou její tvar — 200 km velká „kost“. Jak může vzniknout, když diferenciace tvoří kulová jádra a srážky jsou při této velikosti velmi málo pravděpodobné?

Transport meteoritů k Zemi

Meteority evidentně nemohou pocházet jen z blízkozemní populace. Důvodem je skutečnost, že na dráhách křížících Zemi žádné těleso nesetrvá déle než $\sim 10 \text{ My}$; přitom některé meteority jsou velmi staré, soudě podle radiometrických dat. Jediným dostatečně velkým rezervoárem meteoroidů se jeví hlavní pás planetek; tam mohly meteoroidy přežít celé 4,5 miliardy let.

Meteoroidy se z hlavního pásu dostávají k Zemi ve třech krocích (Öpik, 1951; Peterson, 1976; Farinella aj., 1998; Vokrouhlický a Farinella, 2000; Bottke aj., 2000): (i) při srážkách planetek se tvoří malé fragmenty (meteoroidy); (ii) Jarkovského jev posune během $\sim 10 \text{ My}$ velké poloosy meteoroidů ke hlavním gravitačním rezonancím (jako je sekulární rezonance ν_6 se Saturnem nebo rezonance

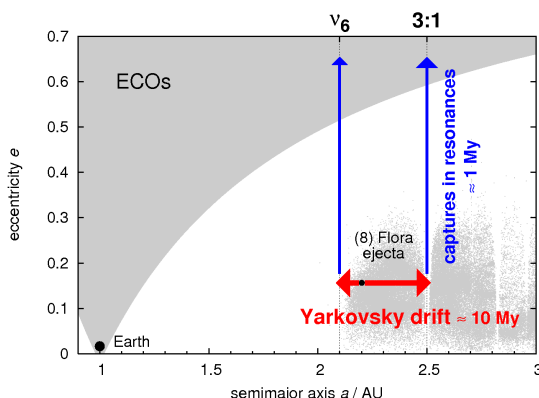
¹¹ Existuje také jeden asteroid typu V ve vnějším hlavním pásu, (1459) Magnya, odkud se však meteority těžko mohou dostat k Zemi. Většinou jsou totiž fragmenty vymrštěné Jupiterem směrem pryč od Slunce.

typ meteoritů	taxonomický typ planetek
CI	typ C
CM	(19) Fortnuna [typ G, Ch]
CR	C
CO	(221) Eos [K]
CV	K
CK	C
CH	C nebo M
H	(6) Hebe [S(IV)]
L	S(IV)
LL	S(IV)
R	A nebo S
EH	M
EL	M
acapulcoity	S
lodranity	S
winonaity	S
eukrity	(4) Vesta [V]
howardity	(4) Vesta [V]
diogenity	(4) Vesta [V]
aubrity	(3103) Eger [E]
angrity	S
ureility	S F
brachinity	A
marsovské	Mars
lunární	Měsíc
pallasity	A
mezosiderity	M
železa	M
(Tagish Lake)	D

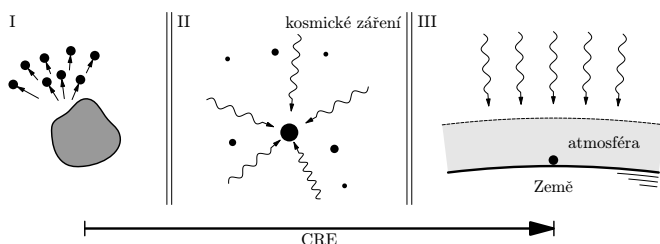
Tab. 8 — Pravděpodobné asociace různých typů meteoritů s taxonomickými typy planetek nebo s individuálními tělesy. Podle [3], mírně upraveno.

středního pohybu 3:1 s Jupiterem); (iii) zachycením v silné gravitační rezonanci se za ~ 1 My zvýší excentricity až skoro k 1, čímž se původní dráha dostane do oblasti, kde kříží dráhu Země (obr. 22). Asi 1 % meteoroidů se pak srazí se Zemí (a může být nalezeno jako meteority), ale většina z nich spadne přímo do Slunce.

Hlavní motivací pro zavedení takového modelu byly pozorované *kosmické expoziční doby* (CRE) meteoritů (obr. 23). Model s Jarkovského jevem totiž přirozeně vysvětluje následující skutečnosti: (i) expoziční doby jsou mnohem delší než samotné setrvávání v rezonancích; (ii) pozorujeme zřetelnou závislost expozičních dob na materiálu — železné meteority je například mívaly $10\times$ delší než kamenné meteority; (iii) většina kamenných meteoritů má expoziční doby řádu 10 My (viz obr. 24). Jarkovského drift je schopen dodávat meteoroidy z mnoha různých mateřských těles (nejen z těsného okolí rezonancí); je dostatečně účinný, aby vysvětlil pozorovaný tok meteoritů řádu $3 \cdot 10^5$ kg/yr.

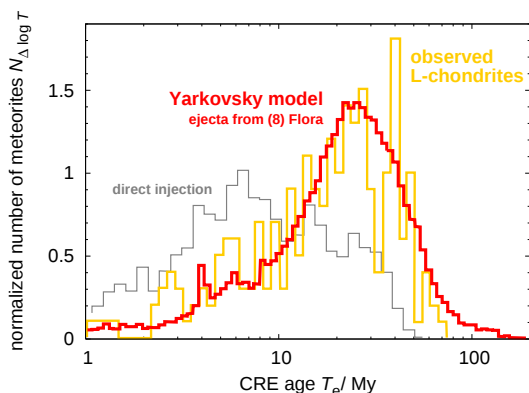


Obr. 22 — Schematický náčrt velká poloosa – excentricita znázorňující model transportu meteoroidů z hlavního pásu k Zemi. Jarkovského drift ve velké poloose trvá typicky ~ 10 My; zvýšení excentricity působením gravitační rezonance ~ 1 My. Šedá oblast vymezuje blízkozemní prostor.



Obr. 23 — Kosmická expoziční doba je interval od fragmentace mateřského tělesa, kdy se meteoroid dostane z podpovrchových vrstev, takže na něj může působit kosmické záření. Toto energetické záření v mezplanetárním prostoru způsobuje vznik nestabilních izotopů v materiálu meteoroidu, který však ustane, jakmile meteoroid spadne na zemský povrch, kde je před účinky záření chráněn atmosférou.

- [1] BEATTY, J. K., PETERSEN, C. C., CHAIKIN, A. *The New Solar System*. Cambridge University Press, Cambridge, 1999.
- [2] BERNARD, J. H., ROST, R. aj. *Encyklopedický přehled minerálů*. Praha: Academia, 1992.
- [3] BOTTKE, W. F., CELLINO, A., PAOLICCHI, P., BINZEL, R. P. (editoři) *Asteroids III*. Tuscon: The University of Arizona Press, 2002. ISBN 0816522812.
- [4] BOTTKE, W. F., RUBINCAM, D. P., BURNS, J. A. *Dynamical evolution of main belt meteoroids: Numerical simulations incorporating planetary perturbations and Yarkovsky thermal forces*. *Icarus*, **145**, s. 301–331, 2000.
- [5] BURBINE, T. H. aj. *Meteoritic parent bodies: their number and identification*. in *Asteroids III*, W. F. Bottke, A. Cellino, P. Paolicchi a R. P. Binzel (eds), Tuscon: University of Arizona Press, 2002, s. 653–667.
- [6] FARINELLA, P., VOKROUHLICKÝ, D., HARTMANN, W. K. *Meteorite delivery via Yarkovsky orbital drift*. *Icarus*, **132**, s. 378–387, 1998.



Obr. 24 — Pozorované rozdělení kosmických expozičních dob chondritů L (tlustá šedivá čára) v porovnání s modelem, který předpokládá, že jde o fragmenty z planety (8) Flora, dopravované Jarkovského jevem (tlustá čára). Starý model (tenká šedá čára), který počítal pouze s výhozem fragmentů přímo do rezonanci, je s pozorováním v příkrém rozporu. Strmé vrcholy na rozdělení, které nebylo možné simulovat ustáleným modelem, jsou pravděpodobně důsledkem náhodných událostí, tj. velkých kráterování nebo rozpadů, které vytvořily mnoho fragmentů najednou. Podle Vokrouhlický a Farinella (2000).

- [7] GABZDYL, P. *Prohlídka Měsíce* [online]. [cit. 2009-02-05]. <http://www.moon.astronomy.cz/>.
- [8] GRADY, M. M. *Catalogue of meteorites*. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. ISBN 0521663032.
- [9] HALODA, J. *Meteority a jejich význam pro studium procesů vzniku a vývoje těles sluneční soustavy* [online]. [cit. 2009-01-29]. <http://astro.mff.cuni.cz/vyuka/AST021/index.html>.
- [10] HUTCHISON, R. *Meteorites: A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis*. Cambridge: Cambridge University Press, 2006. ISBN 0521035392.
- [11] MCSWEEN, H. Y. *Meteorites and their parent planets*. Cambridge: Cambridge University Press, 1987.
- [12] MIAC. *Antarctic meteorites* [online]. [cit. 2009-01-28]. <http://miac.uqac.ca/MIAC/antarctic.htm>.
- [13] NORTON, O. R. *The Cambridge Encyclopedia of Meteorites*. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. ISBN 0521621437.
- [14] ÖPIK, E. J. *Collision probability with the planets and the distribution of planetary matter*. *Proc. R. Irish Acad.*, **54**, s. 165–199, 1951.
- [15] PETERSON, C. *A source mechanism for meteorites controlled by the Yarkovsky effect*. *Icarus*, **29**, s. 91–111, 1976.
- [16] RUBIN, A. E. *Mineralogy of meteorite groups*. *Meteoritics and Planetary Science*, **32**, 231, 1997.
- [17] TUČEK, K. *Meteority a jejich výskyty v Československu*. Praha: Academia, 1981.
- [18] VOKROUHICKÝ, D., FARINELLA, P. *Efficient delivery of meteorites to the Earth from a wide range of asteroid parent bodies*. *Nature*, **407**, 6804, 606, 2000.
- [19] *Wikipedia* [online]. [cit. 2008-04-10]. <http://www.wikipedia.org/>.

Výzkum meteoritů typu chondritů a asteroidálních achondritů poskytuje detailní informace o petrografickém a chemickém složení jejich mateřských těles. Přiřazení meteoritů dopadnuvších na Zemi k příslušným taxonomickým typům planetek nebo dokonce konkrétním planetkám však naráží na nesnáze a je poměrně nejisté, neboť chemické vlastnosti asteroidů mohou být studovány ze Země pouze pomocí spektrální analýzy slunečního světla odraženého od jejich povrchů.

V říjnu minulého roku nastal mimořádný úkaz, jenž zaujal astronomy po celém světě: malý blízkozemní asteroid 2008 TC₃ o velikosti $(4,1 \pm 0,3)$ m a hmotnosti (83 ± 25) t, tj. zhruba hmotnosti ondřejovského dvoumetrového dalekohledu $\pm$ protizávaží jeho paralaktické montáže, zkřížil pouhých 19 hodin po objevu zemskou dráhu a vybuchl v atmosféře přibližně 37 km nad Nubijskou pouští v severním Súdánu.

V krátkém období mezi objevem planety a jejím zánikem se četným observatořím podařilo zevrubně sledovat její dráhu a měření získat záznamy její světelné křivky a reflektančního spektra. Přestože se vzhledem k nečekaně velké výšce rozpadu tělesa (způsobené značnou křehkostí a porézností) zprvu neočekávalo, že průlet atmosférou přežijí makroskopické fragmenty, opak se stal skutečností. Snad také díky příznivému světlemu povrchu pouště se již do konce roku zdařilo nalézt 47 meteoritů (první je na obr. 25) o celkové hmotnosti 3,95 kg (jednotlivé úlomky váží 1,5 až 283 g), přičemž některé meteority byly zaslány do laboratoří v USA a jeden z nich byl podroben analýze.¹² Nastala tak vlastně poprvé příležitost porovnat teleskopická pozorování známého asteroidu s laboratorními rozbory jeho pozůstatků.

Poslední údaje hovoří o celkovém počtu asi 250 potvrzených meteoritů, vážících dohromady necelých 5 kg. Meteority dostaly společné označení *Almahata Sitta* („Stanice šest“), podle železniční stanice, poblíž které proběhlo hledání a nalézání zbytků mateřského meteoroidu. Jde o první horniny získané po dopadu tělesa, které bylo předtím pozorováno nejprve ve vesmíru a poté i v podobě světelné stopy při průletu zemskou atmosférou. Z průzkumu několika fragmentů vyplynulo, že v případě Almahata Sitta máme co do činění se vzácnou skupinou kamenných meteoritů zvaných *ureility*. Co vůbec víme obecně o těchto horninách z vesmíru, jichž bylo do té doby na Zemi shromážděno kolem 240 kusů?

Charakteristika ureilitů z hlediska složení

Pojmenování pochází od malé zemědělské vesnice Novo Urei, typové lokality v Rusku, kde začátkem září roku 1886 spadlo a bylo nalezeno několik meteoritů

¹² O objevu a srážce 2008 TC₃ se Zemí a o prvním nalezeném meteoritu z této planety pojednávaly dva články v Povětroni číslo 6/2008 a 1/2009.



Obr. 25 — Vůbec první meteorit z planetky 2008 TC₃ nalezený studentem Mohammedem Alameenem z Univerzity v Chartúmu v pozdním odpoledni 6. prosince 2008, pouhé dvě hodiny po začátku hledání. © P. Jenniskens, SETI Institute, NASA.



Obr. 26 — Meteorit Novo-Urei o hmotnosti 460 g, s 1% obsahem uhlíku. Jeden ze tří typových vzorků nalezených 4. září 1886 v Rusku (Mordovská republika), v nichž byly poprvé rozpoznány diamanty kosmického původu. Převzato z (<http://www.geokhi.ru/~meteorit/opis/novo-urei-e.html>).

záhadného složení. Na první pohled vyhlížely jako chondrity (obr. 26), měly však neobvyklé vlastnosti odlišné od všech předtím známých aerolitů.

Ureility jsou vápníkem chudé středně- až hrubozrnné olivín-pyroxenové achondrity s jemnozrnnou uhlíkatou matricí a s obsahem ryzího kovu. Tento nejobec-

nější název dobře vystihuje jejich obojetnou povahu: vykazují totiž *zároveň znaky vyvinutých i primitivních meteoritů*.

Achondritickými strukturami a texturami, mineralogií i některými chemickými rysy (např. ochuzením o nekompatibilní litofilní prvky a lehké prvky vzácných zemí) se podobají značně frakcionovaným (diferencovaným) ultramafickým magmatickým horninám. Naopak zastoupením a chemismem uhlikaté složky, přítomností volného kovu a vůbec relativně vysokým obsahem siderofilních prvků odpovídají primitivnímu materiálu chondritického složení.¹³ Proto bývají ve většině klasifikací řazeny mezi *primitivní achondrity* (dokonce bývají označovány za nejprimitivnější ze všech achondritů), přestože lze občas zaznamenat i jejich začlenění mezi diferencované asteroidální achondrity.

Mineralogické složení. Detailní mineralogické složení ureilitů je následující. *Základní, silikátovou složku* tvoří krystaly olivínu a pyroxenů o velikosti jeden až několik milimetrů, charakteristická je nepřítomnost alumosilikátů živců (plagioklasů).¹⁴ Hořecnatý *olivín* v hornině silně převažuje, obvykle jeho podíl dosahuje 50 až 75 i více objemových %. Obsah forsteritové komponenty má kolem 85 molárních %. Z pyroxenů, tvořících většinou 15 až 35 % objemu, je naprosto nejčastější Ca-chudý *pigeonit*¹⁵, méně bývají zastoupeny kosočtverečné pyroxeny (hlavně hořecnatý ortopyroxen enstatit), ve specifických případech ureilitů najdeme jednoklonný Ca-bohatý augit.

Základní složka je zasazena do tmavé opakní a jemnozrné *intersticiální matrice*, jejíž podíl je nejčastěji kolem 10 % objemu horniny. Tato neobvyklá „mezostáze“ vyplňuje prostory mezi krystaly olivínu a pyroxenů a vytváří žilky a povlaky na trhlinách (někdy se vyskytuje i uvnitř silikátových zrn). Tvořena je především rozličnými modifikacemi *uhlíku*, jehož obsah je v ureilitech relativně vysoký: běžně může dosahovat 2 až 3 hmotnostních %, v některých případech dokonce až 7 % — to je překvapivě více, než v uhlikátech chondritech. Zastoupeny jsou různé polymorfy, resp. alotropie uhlíku: na prvním místě nízkotlaký grafit, méně časté jsou vysokotlaké formy zahrnující mikroskopický diamant o rozměrech

¹³ Také množstvím a izotopickým složením většiny primordiálních vzácných plynů obsažených v uhlikaté fázi se blíží uhlikatým chondritům. Rovněž primitivní poměry izotopů kyslíku v silikátech se neřídí frakcionačním trendem charakteristickým pro planetární diferenciaci, ale naopak se spíš podobají různorodému (neekvilibrovanému) materiálu sluneční pramlhoviny.

¹⁴ Z petrologického hlediska jde tedy v běžném případě o ultrabazickou intruzivní magmatickou horninu peridotit (obsahující nad 40 % olivínu ze sumy mafických minerálů, obr. 27), blízkí se někdy až dunitu (majícímu nad 90 % olivínu). Pouze v nemnohých případech se jedná o pyroxenit (který obsahuje do 40 % olivínu a nad 60 % pyroxenů ze součtu mafických minerálů).

¹⁵ Pigeonit je jednoklonný pyroxen s velmi nízkým obsahem vápníku, složením vlastně patří mezi železnatohořecnaté pyroxeny, které bývají nejčastěji kosočtverečné. Jeho chemický vzorec zní $(\text{Mg,Fe,Ca})(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$. V intruzivních magmatitech je neinvertovaný pigeonit relativně vzácný, většinou se může zachovat jen v rychle chladnoucích horninách (na Zemi nejčastěji bazických efuzivních), neboť je stabilní jen za vysokých teplot.



Obr. 27 — Pokud si odmyslíme přítomnost uhlíku, mají ureility z hlediska ekvivalentů vzniklých na naší planetě nejbližší pozemským peridotitům (vzorek — část vrtného jádra — o rozměrech 12×7 cm, zčásti serpentinizovaný, pochází z ranského gabro-peridotitového masívu v Železných horách). Typické ureility mají přibližně 10 % uhlíkatého materiálu; pokud při tom tvoří nad 40 % mafických minerálů olivín, nečiní takovéto označení problém. Obtíže nastanou při větším zastoupení uhlíku: stěží lze totiž řadit horninu s objemovým obsahem 40 % nebo dokonce 65 % uhlíkem bohatého materiálu a příslušně sníženým podílem olivínu mezi peridotity. V tomto vzácnějším případě nenalezneme pro horninu ureilitů v nomenklatuře zemských magmatických hornin odpovídající název.

maximálně několik mikrometrů (mikrodiamant či nanodiamant)¹⁶ a lonsdaleit¹⁷; vzácný je nízkotlaký chaoit.¹⁸ Objevuje se i amorfní uhlík, ze sloučenin byl zaznamenán karbid železa s malým obsahem niklu cohenit $(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{C}$ a též „organický“ uhlík.

Dále je v matici obsaženo kovové železo, resp. slitina s relativně nízkým obsahem niklu, tj. kamacit (tenit bývá víceméně ojedinělý). Ureility mohou jako jediné z achondritů obsahovat $\text{Fe}(\text{Ni})$ kovu poměrně významné množství, až 5 %. Kromě toho, že je sdružen s intergranulárním uhlíkatým materiálem, bývá často přítomen

¹⁶ Diamanty mimozemského původu byly poprvé zjištěny právě v meteoritu Novo-Urei (obr. 26). Mikro- nebo nanodiamantonosné ureility se dají často identifikovat i makroskopicky, neboť jdou velmi obtížně rozříznout. Takovéto ureility s větším obsahem diamantů jsou možná nejtvrďší horniny v naší sluneční soustavě!

¹⁷ Lonsdaleit, někdy též zvaný „hexagonální diamant“, je velmi vzácná alotropie uhlíku podobná diamantu, ale s rozdílnou vnitřní strukturou, krystalizuje totiž v šesterečné soustavě (diamant v krychlové). Je známý z impaktních kráterů, v přírodě byl objeven v roce 1967 také v ureilitech ve formě mikroskopických krystalků asociovaných s diamanty. Poté byl nalezen ještě v několika dalších meteoritech. V přírodním stavu má vinou různých příměsí menší tvrdost než diamant, čistý (uměle připravený) však může být o 58 % tvrdší. Nejčastěji vzniká šokovou přeměnou grafitu za vysokých teplot a tlaků způsobených dopadem meteoritů, podobně jako některé diamanty (v tomto případě však zůstane zachována grafitová šesterečná krystalová mřížka). Od doby jeho objevu v ureilitech byl všeobecně přijat šokový původ diamantů v těchto meteoritech.

¹⁸ Chaoit je další vzácná modifikace uhlíku s šesterečnou krystalovou soustavou, objevená v roce 1969 v impaktním kráteru Ries v Bavorsku. Vzniká za vysokých teplot, avšak nízkých tlaků a objevuje se v asociaci s grafitem. Z meteoritů byl nalezen pouze v ureilitech.

jako mikroskopické inkluze v tenkých redukovaných lemech kolem silikátových zrn a občas i v zrnech samotných.¹⁹ V matici ureilitů se také akcesoricky vyskytují sulfidy, zejména troilit FeS, a jistý podíl jemnozrné silikátové hmoty.

V netypických ureilitech občas najdeme značně „exotické“ minerály, například velmi vzácný suessit (Fe,Ni)₃Si (mimořádně poprvé objevený v ureilitu začátkem 80. let 20. stol.), chromit, chromspinel, chromem bohatý granát; pro ureility neobvyklý je také ze sulfidů pentlandit, dále fosfáty (chlorapatit, whitlockit), ilmenit, křemen a různé druhy felzických skel obohacených o nekompatibilní prvky.

Vzácné plyny a diamanty. Ureility jsou relativně bohaté na vzácné plyny, i když jejich koncentrace vzorek od vzorku silně kolísá. Těžkých vzácných plynů (Ar, Kr, Xe) obsahují dokonce nejvíce ze všech meteoritů, naopak jsou mírně ochuzené o lehké vzácné plyny (He, Ne). Hlavním nositelem těchto prvků jsou uhlíkaté látky, jmenovitě amorfni uhlík a diamant. Grafit o ně bývá silně ochuzen, prakticky je postrádá.

S výskytem inertních plynů souvisí i otázka původu diamantů, resp. genetických krystalografických vztahů mezi grafitem a diamanty v ureilitech. Dlouho se všeobecně soudilo, že přítomnost diamantů je vždy výsledkem vysokotlaké šokové metamorfózy grafitu v pevném stavu, způsobené kolizí mateřského tělesa s jinou planetkou nebo planetkami, neboť byly nalézány v šoku silně pozměněných ureilitů.²⁰ Protože ale existují vzorky bohaté na diamanty s obsahem vzácných plynů, grafit, který tyto plyny neobsahuje, nemůže být prekurzorem takových diamantů. Posléze byly diamanty nalezeny dokonce i v ureilitech, které téměř neprošly šokovou přeměnou (silikátová složka jí prakticky nebyla postižena).

Izotopové analýzy inertních plynů v diamantech vyrobených v laboratorních podmínkách a další výzkumy naznačují, že na tyto plyny bohaté diamanty vznikly v ureilitech jiným než impaktním procesem. Nejpravděpodobnější je *chemická depozice z plynné fáze*, tj. pomalá kondenzace plynných uhlovodíků za plazmových podmínek přímo ze sluneční pramliny. V případě diamantových inkluzí obje-

¹⁹ Značná část kovu v ureilitech očividně vznikla druhotně, redukcí oxidovaného Fe v silikátové fázi reakcí s grafitem za vyšších teplot. O tom nesou svědectví zmíněné reakční lemy, patrné zejména kolem olivinových zrn, složené z Fe-chudého (téměř čistě forsteritového) olivínu, s drobnými kovovými inkluzemi s nízkým podílem niklu. Kovové sferule obsažené přímo uvnitř silikátových zrn a relativní nadbytek siderofilních prvků v ureilitech naproti tomu opravňují k předpokladu, že pouze část původní kovové (a sulfidické) fáze klesla při diferenciaci jejich mateřského tělesa do nedokonale vyvinutého jádra. (To také znamená, že prvotní gravitační diferenciace byla jen částečná a mateřské těleso muselo být relativně malé.) Z kosmochemických dat ovšem též plyne, že jistý podíl ryzího kovu mohl být do pláště mateřského tělesa vpraven později, diferencovaným impaktorem typu železného nebo kamenoželezného meteoroidu.

²⁰ Nelze ovšem nezmínit poměrně ojedinělý názor, že k šokové přeměně na diamant mohlo dojít až při dopadu meteoritu na Zemi.

vených uvnitř silikátové fáze pak mohlo patrně jít o katalytickou přeměnu grafitu na diamant za vysokých teplot, ale relativně nízkých tlaků.²¹

Rozdělení ureilitů

Monomiktní ureility. Naprostá většina patří mezi typické neboli *monomiktní ureility*. Podle minerálního obsahu se dělí na dvě podskupiny: *železnatou* a *hořečnatou*. První podskupinu představují *olivín–pigeonitové* ureility. Ty opět silně převažují nad druhou podskupinou, *olivín–(pigeonit)–augit–ortopyroxenovými* ureility, které je účelné dále rozdělit na olivín–ortopyroxenové a olivín–ortopyroxenové s augitem.

Ze strukturního hlediska se občas v rámci monomiktních vylišují *zmozaikovatělé* ureility, jejichž zástupci mají jemnozrnnější základní složku následkem rekrytalizace způsobené šokem, a málo zastoupené *bimodální* ureility, které obsahují oblasti s poikilitickou strukturou, kde velké krystaly nízkovápenatého pyroxenu (uzavírající jednotlivá zrna olivínu a pyroxenů nebo místa s pro ureility běžnou, idiomorfní strukturou těchto minerálů) mohou dosahovat až dvou centimetrů.

Polymiktní ureility. Pouze malá část, kolem 10 % vzorků, tvoří zajímavou skupinu *polymiktních ureilitů*, které se vyznačují velkou rozmanitostí, pokud jde o minerální složení a strukturu. Jsou to vlastně *polymiktní brekcie*²² spleené z různorodých litických (horninových) a minerálních fragmentů. Tato směsice zahrnuje kromě převládajících úlomků monomiktních ureilitů také úlomky samostatných minerálů, dále úlomky chondritů a chondrulí různého původu a též kovy a sulfidy z rozličných zdrojů a kousky materiálu s neobvyklým minerálním složením. Z hlediska vývoje mateřského tělesa ureilitů patří mezi důležité součásti zejména klasty hornin s obsahem plagioklasů.

Původ a vznik ureilitů

Petrogeneze ureilitů je stále diskutabilní. Můžeme říct, že svým složením představují jakýsi spojovací článek mezi nejčasnějšími procesy v solární pramlhovině a obdobím akrece planetesimál a jejich diferenciace. Všeobecně se soudí, že prvotním prekurzorem byl heterogenní materiál tělesa o složení *uhlíkatého chondritu* (patrně CI nebo CV), který prošel poměrně složitou a neobvyklou magmatickou historií. Není však jasné, zda ureility pocházejí z různých regionů jednoho tělesa (což se poslední dobou stává pravděpodobnějším scénářem), nebo z několika složením podobných původních mateřských těles, prodávších obdobný

²¹ Chemickou depozicí z plynné fáze mohly být vzácné plyny implantovány i do amorfního uhlíku v ureilitech bez diamantů. Co se týká grafitu, nalezeného v podobě inkluzí v silikátech, v takovém případě je téměř jistě primárně magmatický.

²² Proto je na místě otázka, zda není přívlastek „monomiktní“, užívaný pro skupinu typických ureilitů, z terminologického hlediska poněkud zavádějící, neboť v jejich případě nejde o úlomkovité horniny, brekcie.

vývoj. Předpokládá se též mohutný *impaktní zásah*, při němž došlo k roztržení mateřského tělesa a jeho velmi prudkému ochlazení z vysokých teplot (kolem 1 200 °C) v pozdních fázích magmatického vývoje. Svědčí o tom nejen výskyt vysokotlakých minerálů (diamantu a lonsdaleitu), jemnozrnného grafitu (případně amorfního uhlíku) a mozaikovitě krystalové struktury minerálů v některých vzorcích, ale i mnohé další petrologické a kosmochemické poznatky (rychlé ochlazení dokazuje například relativně vysoký obsah vápníku v olivínech).

Ureility evidentně uchovávají záznam o magmatických pochodech v raném stádiu slunečního systému, neboť povšechné mineralogické a strukturní vlastnosti jejich základní složky (petrografická podobnost pozemským ultramafickým horninám) na pohled ukazují na relativně *rozsáhlé parciální tavení* na achondritickém mateřském tělese. Nekonzistentní jsou však některé chemické, izotopové i mineralogické charakteristiky jak intersticiální hmoty, tak základní složky.

Původ uhlíkatého materiálu. Kromě souvztažnosti mezi různými koexistujícími uhlíkatými fázemi v ureilitech vyvstává otázka souvislosti těchto fází s prekurzorem ureilitů. Jaký díl dochovaného uhlíku je primární (tj. pochází ze stejné oblasti sluneční pramlhoviny jako silikáty a byl ponejvíce účasten magmatických pochodů při diferenciaci) a jaký byl do horniny vnesen teprve nějakou pozdější, impaktní událostí? Jelikož část elementárního uhlíku obsahuje zachycené vysoce těkavé vzácné plyny, spíš bychom očekávali jejich brzkou ztrátu při odplynění tělesa, pokud se ureility tvořily zcela v prostředí pod vlivem vysokoteplotních magmatických dějů. Zdá se, že u některých polymiktních ureilitů mohla být část plynů zapracována do uhlíkaté složky později, a to nejen impaktorem, ale i slunečním větrem, o čemž svědčí kosmické expoziční doby těchto vzorků. Na druhou stranu, velké krystaly grafitu v šokem málo postižených vzorcích a kovové kuličky s obsahem cohenitu v zrnech olivínu vypovídají o primárním původu určité části uhlíku.

Vznik monomiktních ureilitů. Existuje několik hypotéz vzniku různých petrologických typů ureilitů. U olivín-pigeonitových se předpokládá restitový (zbytkový) původ. Zůstaly patrně jako neroztavené *reziduum* po parciálním tavení, tj. po relativně významné ztrátě bazaltické taveniny (přibližně 25 % objemu výchozího materiálu), takže reprezentují téměř neporušené vzorky různých oblastí svrchního pláště do poměrně značné míry diferencovaného asteroidu. Tím by geneze takových ureilitů byla podobná vzniku zemských reziduálních, parciálnímu tavení vystavených sterilních plášťových peridotitů — harzburgitů.

Olivín-augit-ortopyroxenové ureility s poikilitickou strukturou zřejmě alespoň částečně představují zvrstvené magmatické *kumuláty*.²³ Tato hypotéza je podpo-

²³ Kumuláty je souhrnné označení pro často laminované (páskované), obvykle mafické až ultramafické magmatity, jejichž základ tvoří hrubozrnné nahlučeniny krystalů, zvané kumulus. Jejich geneze je spjatá s frakční krystalizací, gravitační diferenciací a dalšími diferenciačními procesy,

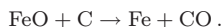
řena faktem, že takovéto horniny mají často minerální zrna olivínu uspořádána s přednostní orientací, i když jisté studie signalizují, že k podobné textuře může vést i tepelné stlačení rezidua. Kosmochemická data vypovídají o tom, že vápenatý klinopyroxen augit může být kumulová složka odvozená z bazaltické taveniny, která prostoupila plášťové reziduum tvořené typickým olivín-pigeonitovým materiálem; případně také mohlo při zrodu těchto ureilitů dojít k reakci kumulátového tělesa s taveninou pozdního diferenciátu (roli zde možná hrála filtrační diferenciace, během níž působil na zbytkovou taveninu orientovaný tlak).

V souvislosti s hojným obsahem uhlíku v horninách, ryzího kovu v redukčních zónách silikátových zrn a též v souvislosti s velkým kolísáním obsahu Mg v silikátech se často debatuje o tom, jak významnou roli hrál při vzniku monomiktních ureilitů proces tlakově a tím i hloubkově závislé *tavby* za vlivu redoxních reakcí uhlíku v tavenině, bez standardní magmatické frakcionace.²⁴ Reakce mezi olivínem a grafitem za extrémně vysokých redukčních podmínek mohla proběhnout dvoufázově: poprvé při výstupu tavenin v plášti směrem k povrchu, podruhé při vzniku impaktní taveniny a náhlé dekompresi díky roztříštění mateřského tělesa. V druhém případě mohla k reakci přispět dodávka dalšího uhlíku obsaženého v impaktoru.

Nepřítomnost bazaltické složky ve většině ureilitů, tj. hliníkem a vápníkem bohatého diferenciátu, komplementárního k olivín-pigeonitovému restitu (a částečně i k augitovým ureilitům), se dá do jisté míry vysvětlit ztrátou během *explozivního vulkanismu* na mateřském tělese (fragmentaci lávy a rychlosti erupcí mohlo napomáhat velké množství bublin oxidů CO a CO₂). Pravděpodobnější je však rychlé odstranění bazaltického povrchu tělesa během uvažované velké *kolize*. Bazaltická část coby derivát z pokročilejší frakční krystalizace, obohacená o inkompatibilní prvky, je zjevně zčásti zachována v tom materiálu polymiktních ureilitů, v němž nacházíme určité nízké procento plagioklasů.

při nichž probíhá postupné oddělování raně krystalizujících minerálů od tavenin (podle jistého pořadí) a jejich hromadění nejvíce ve spodních částech magmatických rezervoárů (krbů), takže v horninách dochází ke střídání vrstev různého složení. Nutno dodat, že vznikají spíše v prostředí pomalejšího chladnutí magmatu.

²⁴ Tavbou obecně rozumíme redukcí železa vázaného v pevných látkách – oxidech, silikátech nebo karbonátech – za vzniku ryzího železa a plynné fáze. Tento proces je běžně užíván v metalurgii při výrobě surového železa pomocí přímé redukce železné rudy uhlíkem; zjednodušeně jde o reakci



V případě *tavby* v plášti mateřského tělesa ureilitů mohla nastat například tato reakce: olivín + silikátová tavenina + uhlík → kovové železo + pyroxen (+ křemitá fáze) + oxid uhelnatý. Můžeme ji také vyjádřit zápisem: Fe₂SiO₄ (fayalitová složka v olivínu) + C (grafit) → Fe (kov) + FeSiO₃ (ferosilitová složka v pyroxenu) + CO; nebo ještě jinak: FeSiO₃ (v olivínu) + C (grafit) → Fe (kov) + SiO₂ (v pyroxenu nebo i volné) + CO.

Vznik polymiktních ureilitů. Tím se dostáváme ke vzniku polymiktních ureilitů. Jejich složení (směs endogenního materiálu odpovídajícího monomiktním ureilitům a materiálu cizorodého vzhledem k plášti mateřského tělesa) zřetelně naznačuje *regolitový* nebo *megaregolitový původ*. S největší pravděpodobností reprezentují povrchové nebo blízkopovrchové brekie z vnější části tělesa, které bylo druhotně sceleno ze zbytků po roztržení značného dílu pláště a případně nedokonale vytvořené kůry původního asteroidu.

Vývoj mateřského tělesa. Celý vývoj mateřského tělesa ureilitů mohl vypadat přibližně takto:

1. Ze sluneční pramlhoviny akreovaly shluky olivínu, kosočtverečných pyroxenů, jednoklonného vápenatého pyroxenu diopsidu, plagioklasů, kovů, sulfidu a uhlíkatého materiálu a formovaly menší asteroid (nejvýš snad kolem 200 km v průměru).
2. Ten se brzy zahřál díky rozpadu krátce žijícího radionuklidu ^{26}Al , důsledkem byla tepelná přeměna části uhlíkatých látek na grafit v pevném stavu.
3. Nastalo neúplné odloučení Fe-Ni-S fáze do zárodečného jádra a zahájení parciálního tavení silikátů vedlo k oddělení bazaltické, plagioklasy bohaté složky z pláště a vzniku grafit-olivín-pigeonitového rezidua.²⁵
4. Magmatický vývoj byl pravděpodobně přerušen zmiňovanou katastrofickou impaktní událostí, jež způsobila roztržení celého asteroidu. K tomu došlo v době, kdy horniny železnaté podskupiny již existovaly jako reziduum, zatímco materiál hořečnaté podskupiny mohl být ještě částečně roztavený. Část hořčíkem bohaté taveniny před tím interagovala s plášťovými minerály rezidua za vzniku ureilitů s obsahem augitu. Velkým impaktorem mohl být projektil typu uhlíkatého chondritu.
5. Jedno nebo více znovaakreovaných dceřiných těles bylo zřejmě zasahováno několika dalšími menšími impaktory různého složení (k této myšlence opravňují nálezy úlomků v polymiktních ureilitech, které odpovídají jiným typům meteoritů, např. oxidovanějším chondritům R, nebo naopak redukovanějším enstatitovým chondritům aj.), čímž se na povrchu následně tvořil nový regolit.

Kdy roztržení původní planetky nastalo? Ultramafická mineralogie ureilitů ztěžuje určení doby jejich vzniku, protože přítomné minerály většinou neobsahují dostatečné množství prvků podstatných pro určení stáří pomocí radiometrického datování, jako U, Th, vzácné zeminy a alkálie. Výjimkou jsou opět některé

²⁵ Pozorované kolísání v zastoupení izotopů kyslíku v celém objemu hornin hovoří ve prospěch tavení chondritického materiálu v četných izolovaných magmatických systémech (následovaného po heterogenní akreci mateřského tělesa) než ve společném zdroji magmatu. To značí, že magmatické procesy (parciální tavení) měly omezený rozsah a trvání a že na mateřském tělese nevznikl celoplanetozimální magmatický oceán. Právě nedostatek homogenizace magmatu z různých částí mateřského asteroidu a rychlé vyjmutí bazaltické taveniny z jeho pláště zřejmě umožnily uchování primitivních izotopických znaků kyslíku v ureilitech.

polymiktní vzorky. Studie jejich složení se většinou shodují na tom, že akrece a částečná diferenciace mateřského tělesa ureilitů mohla proběhnout velmi brzy po formování slunečního systému, v prvních 4 až 10 miliónech let po kondenzaci vápenato-hlinitých inkluzí. Zbývá určit, jaké známé kosmické těleso či tělesa odpovídají ureilitům z pozemských sbírek.

Petrologie a původ ureilitů z asteroidu 2008 TC₃

Zařazení meteoritů Almahata Sitta mezi ureility bylo provedeno na základě výzkumu poměrů stabilních izotopů kyslíku, celkového chemismu a minerálního složení několika malých tmavých vzorků. Množství stopových prvků je achondritické; z četností prvků vzácných zemin vzhledem k chondritům typu CI vyplynulo, že meteority vykazují zřetelnou *negativní europiovou anomálii*, což je v souladu s jejich původem jakožto reziduem parciálního tavení. Relativně vysoké koncentrace vzácných zemin odpovídají polymiktním ureilitům, které jich mají tradičně více než monomiktní druhy.

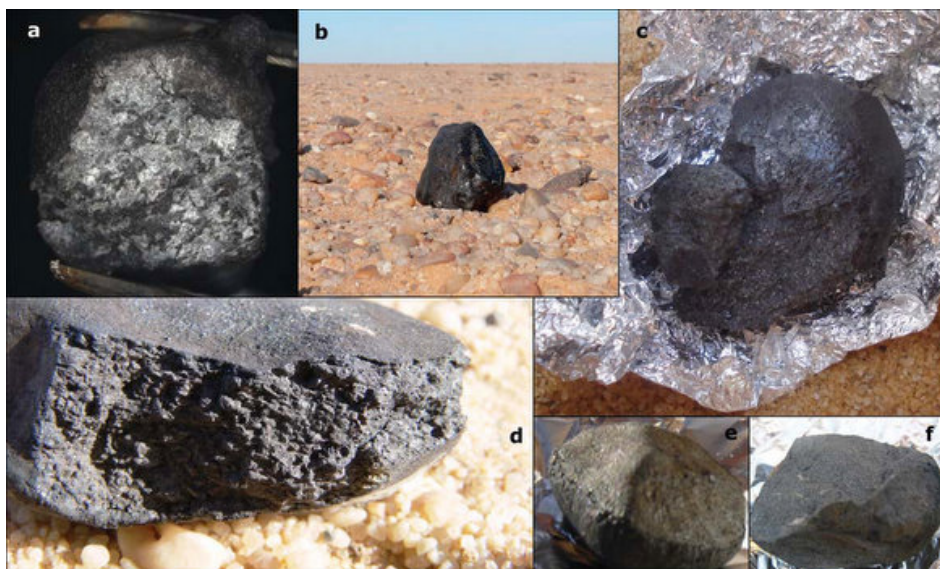
Makroskopický a mikroskopický vzhled. Po makroskopické stránce představuje Almahata Sitta (obr. 28) hrubozrnnou až jemnozrnnou úlomkovitou brekci složenou z částečně zaoblených fragmentů minerálů a z úlomků hornin s převládajícím jemnozrnným olivínem nebo pyroxenem, uložených v kataklastické základní hmotě monomiktního materiálu. Ve vzorcích jsou zastoupeny dva poněkud odlišné typy: hojnější *tmavé* (obr. 29), které jsou značně jemnozrnné, porézní a drobivé, a vzácnější *světlé* (obr. 30), mající znatelně vyšší hustotu. Zatímco hustší vzorky jsou pro ureility typické, porézní mají vlastnosti v mnoha ohledech neobvyklé pro tuto skupinu meteoritů.

Na silikátových zrnech je patrná struktura svědčící o redukcí FeO na kovové Fe. V hrubozrnných úlomcích olivín většinou vykazuje na kontaktu s jemnozrnným intersticiálním kovem vysokohořečnaté lemy. Stejné lemy s kovovými inkluzemi se místy objevují v pigeonitu, a to na styku s intersticiální fází SiO₂ a Fe v jemnozrnných porézních úlomcích s převahou pyroxenu.

Uhlíkem bohatý materiál, který způsobuje značnou tmavost většiny vzorků (obr. 31), se v převážné míře skládá z jemnozrnného grafitu, občas v podobě šupinkových krystalů.²⁶ Uvnitř grafitových zrn bylo objeveno malé množství mikrodiamantů o velikosti do několika μm . V nepatrném množství byl odhalen také „organický“ alifatický uhlík jako součást aminokyselin. Uhlíkatá složka obsahuje poměrně vysoký obsah jemnozrnného kamacitu, Cr-bohatého troilitu, křemité fáze (SiO₂) a schreibersitu.²⁷

²⁶ Stojí za zmínku, že ze všech doposud studovaných meteoritů zde byl uhlík (grafit) vystaven největšímu zahrátí.

²⁷ Tento nerost patří mezi fosfidy, jeho chemický vzorec je (Fe,Ni)₃P. Na Zemi se vyskytuje velmi zřídka, nicméně jako akcesorický minerál je běžný ve všech meteoritech obsahujících nikl, tudíž



Obr. 28 — Makroskopická charakteristika meteoritu Almahata Sitta: (a) Úlomky v meteoritu č. 7 (který má průměr 1 cm), viditelné na čerstvém lomu provedeném v laboratoři. (b) Meteorit č. 15 (o průměru 4 cm) *in situ*, na snímku je zjevný zaoblený tvar jeho povrchu způsobený ablací. (c) Tmavý vnitřek meteoritu č. 4 (14 g), rozlomeného nárazem při dopadu. (d) Na zvětralém povrchu meteoritu č. 14 (2 × 7 cm) *in situ*, který byl rozbitý ještě před dopadem, můžeme rozlišit zrna milimetrové velikosti. (e) Týlní část neporušeného meteoritu č. 5 (10,9 g), ideálně orientovaného během letu atmosférou, pouze s jednou stranou vystavenou proudů vzduchu. Patrná je tlustá kůra povrchového tavení na čelní straně a tenký povlak na zadní straně. (f) Velmi homogenní hrubozrnný povrch rozlomeného velkého meteoritu č. 16 (průměr 10 cm). Převzato z [14].

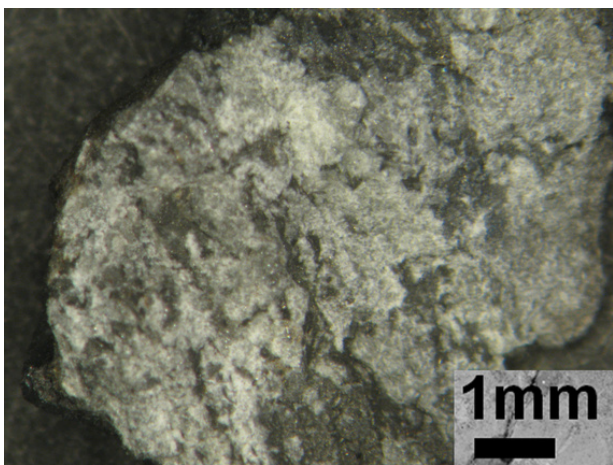
Velké póry tmavých vzorků mají stěny obvykle potažené euhedráními (idiomorfními) až anhedráními (alotriomofními) krystaly olivínu (s 12 až 14 mol. % fayalitové složky) a nízkovápenatého pyroxenu (s 2 % ferosilitové a 3 % wollastonitové složky) a někdy i kuličkami kamacitu a botryoidní (hroznovitě uspořádanou) hmotou troilitu s obsahem chromu. Zonální olivín je zde ojedinělý. Účinky šokové metamorfózy nejsou na silikátech patrné. Mineralogické složení jednoho analyzovaného vzorku podrobně nastiňuje obr. 32.

Almahata Sitta můžeme označit za velmi specifický polymiktní ureilit. Nezvyklost částečně spočívá v pestrosti minerálního složení silikátů (ve smyslu množství nerostů na jeden meteorit), částečně ve zmíněné skutečnosti, že olivín na rozdíl

jej najdeme především v železných a kamenoželezných meteoritech. Schreibersit se vyskytuje převážně mezi lamelami kamacitu nebo jako inkluze v kamacitu, troilitu a grafitu; často bývá obklopen cohenitem.



Obr. 29 — Typická ukázka většího tmavého meteoritu z planetky 2008 TC₃. © P. Jenniskens, SETI Institute, NASA.



Obr. 30 — Světlý vzorek meteoritu Almahata Sitta. © M. Zolensky, NASA.

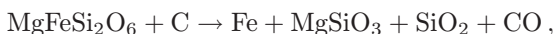


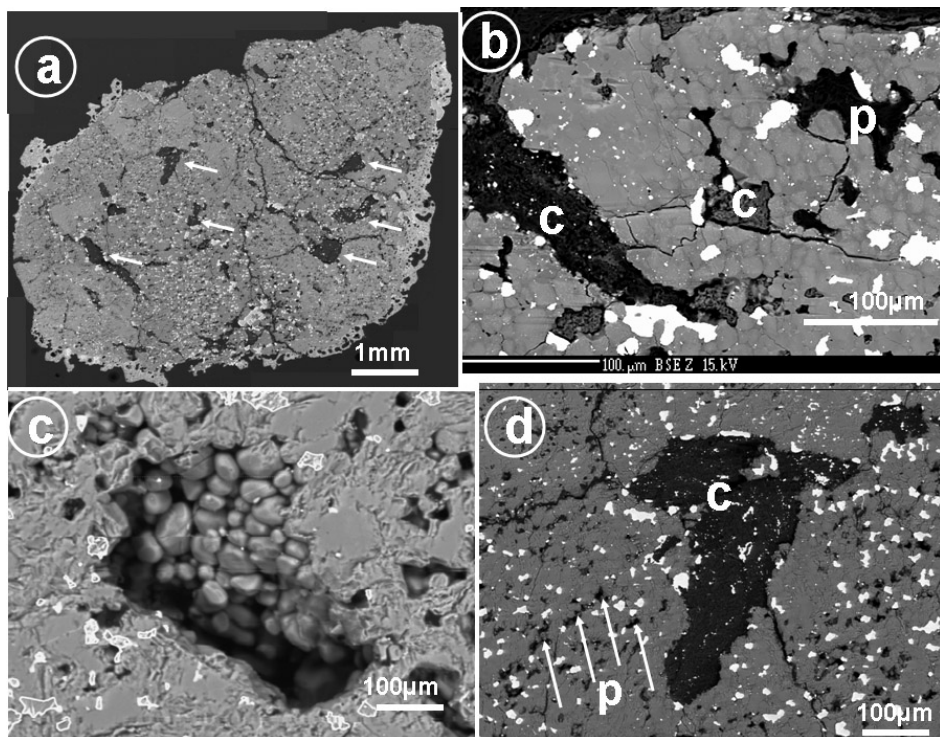
Obr. 31 — Černá barva úlomku meteoritu z planety 2008 TC₃ prozrazuje hojnost uhlíku.
© P. Jenniskens, SETI Institute, NASA.

od pyroxenu nejvíe téměř žádnou zonalitu. Neobvyklá je rovněž popisovaná krystalová výstelka na stěnách pórů. V případě výstelky stěn by mohlo jít o depozice z fáze páry po rychlém ochlazení impaktní taveniny.

Hustota a porozita. Právě ve struktuře se nejvíce projevuje kurióznost těchto tmavých núbijských meteoritů. Přes nezvyklou celkovou jemnozrnnost mají některá zrna uhlíkatého materiálu značné rozměry, běžné jsou shluky až 0,5 mm velké. Především však mají všechny tmavé úlomky neobyčejně nízkou hustotu a s ní spojenou velkou porozitu. Zatímco u ostatních před tím nalezených ureilitů se setkáváme s celkovou průměrnou hustotou asi 3 g/cm³ a průměrnou porézností 9 % (v rozpětí 6 až 20 %), nejpřesněji změřené hodnoty dvou úlomků Almahata Sitta udávají hustoty 2,1 a 2,5 g/cm³. Za předpokladu průměrné hustoty ureilitických zrn sebraných vzorků 3,35 g/cm³ tak vychází poréznost v rozpětí 25 až 37 %, stejně vysoká jako u nejporéznějších uhlíkatých chondritů.

Díky pórovité struktuře vyhlíží většina těchto meteoritů jako shluk jemnozrnných, neúplně pospojovaných a nedostatečně stlačených kuliček; ty byly vytvořeny během impaktu a následně "svařeny" dohromady vlivem vysoké teploty. Při nárazu očividně došlo působením šoku k mechanickému rozdrobení a následné tvorbě pórů. Mnohé indicie vedou k tomu, že hlavní roli při vzniku pozorovaného uspořádání hrála pozdní redukce pigeonitu, probíhající během impaktu za vysokých teplot tavby (mezi 1 150 až 1 300 °C) a následovaná rychlým ochlazením. Patrně nastal redukční mechanismus:





Obr. 32 — Petrografie meteoritu Almahata Sitta: (a) Obrázek získaný skenovací elektronovou mikroskopií (mikroanalýzou), metodou zpět odražených elektronů, prokazuje litologie s vysokou a nízkou porozitou; šipky označují velké uhlíkaté inkluze. Většina olivínových a pyroxenových shluků obsahuje intersticiální silikáty, v nichž obsah Si vzrůstá v sousedství s kovovými zrny. Úlomky minerálů zahrnují: polykrystalický olivín (Fa_{8-15} , $\text{CaO} = 0,15$ až $0,51$ hm.%), nízkovápenatý pyroxen (Fs_2Wo_5 až $\text{Fs}_{17}\text{Wo}_4$), pigeonit ($\text{Fs}_{15}\text{Wo}_5$ až $\text{Fs}_{18}\text{Wo}_{11}$), agregáty uhlíku, kamacit (s obsahem 4 až 8 % niklu) a troilit (mající až 4,3 % chrómu). Některé úlomky sestávají ze zaoblených pigeonitových zrn obsahujících hojnou železem bohatou nanofázi a drobné oblasti Ca-bohatého pyroxenu (augitu). Pigeonitová zrna jsou oddělena tenkými zónami volného SiO_2 (většinou amorfního, ale pomístně krystalického). (b) Zrna s nízkou porozitou vykazují zaoblené krystaly. Vyznačeny jsou některé uhlíkaté oblasti („c“) a některé z pórů („p“). (c) Pór obsahující euhedrální až anhedrální krystaly olivínu a pyroxenu. (d) Velký uhlíkatý shluk obsahující rozptýlený jemnozrnný troilit a kamacit (s obsahem Si a P); znak „p“ poukazuje na vysokou poréznost. Z měření pomocí Ramanovy spektroskopie vyplývá, že uhlíkatá zrna patří mezi ta s největším obsahem grafitu ze všech do nynějška zkoumaných meteoritů. Zobrazeny byly i dva $10\text{ }\mu\text{m}$ diamanty v grafitových zrnech a zaznamenána byla i přítomnost alifatického uhlíku. Převzato z [14].

čemuž odpovídá fakt, že všechny složky této reakce vyjma oxidu uhelnatého jsou v meteoritu uchovány jako samostatné fáze. Za vysokou poréznost horniny mohl být zodpovědný unikající oxid uhelnatý.

Původ. Pomůže nám analýza meteoritů Almahata Sitta při pátrání po mateřském nebo lépe řečeno dceřiném tělese ureilitů? Občas se předpokládalo, že sbírané vzorky mohou pocházet z asteroidů taxonomického typu S podle Tholenovy klasifikace, odpovídajících převážně běžným chondritům, případně asteroidálním achondritům. Reflektanční spektra 2008 TC₃ a nalezených meteoritů opravují tuto hypotézu ve prospěch širší skupiny C, složením podobné uhlíkatým chondritům, do níž mimo jiné spadají dva podobné taxonomické typy F a B, připadající zde v úvahu. Spektra asteroidu 2008 TC₃ postrádají charakteristiky svědčící o přítomnosti hydratovaných minerálů (jako jsou fylosilikáty), což dokazuje, že musí jít o typ F. Je to relativně vzácný taxonomický typ, zahrnující pouze asi 1,3% planetek. Naši sluneční soustavu brázdí dosud jen jedno známé těleso typu F s podobným spektrem jako mají meteority Almahata Sitta a podobnou dráhou jako asteroid 2008 TC₃: malá planetka (152679) 1998 KU₂ s průměrem 2,6 km. Odštěpením z její povrchové části mohl 2008 TC₃ vzniknout. Planetka je prozatím jediný kandidát na zdroj meteoritů Almahata Sitta. Společně s několika dalšími podobnými mohla pocházet z ještě většího asteroidu, snad pozůstatku původního mateřského tělesa všech ureilitů.

- [1] 2008 TC₃ [online]. [cit. 2009-11-01]. <http://en.wikipedia.org/wiki/2008_TC3>.
- [2] 2008 TC₃ classified as a Ureilite [online]. [cit. 2009-11-01]. <<http://lunarmeteoritehunters.blogspot.com/2009/03/2008-tc3-classified-as-ureilite-26mar09.html>>.
- [3] Almahata Sitta 15 [online]. [cit. 2009-11-01]. Astronomy Picture of the Day, 28. 3. 2009. <<http://apod.nasa.gov/apod/ap090328.html>>.
- [4] COHEN, B. A., GOODRICH, C. A. *Feldspathic Clasts in Polymict Ureilites* [online]. [cit. 2009-11-01]. 34th Annual Lunar and Planetary Science Conference, 2003. <http://www.lpl.arizona.edu/~bcohen/publications/LPSC03_ureilites.pdf>.
- [5] COHEN, B. A., GOODRICH, C. A., KEIL, K. *Feldspathic clast populations in polymict ureilites: Stalking the missing basalts from the ureilite parent body* [online]. [cit. 2009-11-01]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**(20), s. 4249–4266, 2004. <http://www.lpl.arizona.edu/~bcohen/publications/Cohen_Ureilites.pdf>.
- [6] DOWNES, H., MITTFELDELT, D. W. *Evidence for a Single Ureilite Parent Asteroid from a Petrologic Study of Polymict Ureilites* [online]. [cit. 2009-11-01]. 37th Annual Lunar and Planetary Science Conference, 2006. <<http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2006/pdf/1150.pdf>>.
- [7] DOWNES, H., a.j. *Asteroidal differentiation processes deduced from ultramafic achondrite ureilite meteorites* [online]. [cit. 2009-11-01]. In: Workshop on Early Planetary Differentiation: A Multi-Planetary and Multi-Disciplinary Perspective, 2006. <<http://www.lpi.usra.edu/meetings/epd2006/pdf/4013.pdf>>.
- [8] DOWNES, H., MITTFELDELT, D. W., KITA, N. T., HALLEY, J. W. *Evidence from polymict ureilite meteorites for a disrupted and re-accreted single ureilite parent asteroid gardened by several distinct impactors* [online]. [cit. 2009-11-01]. *Geochimica et Cosmochimica*

Acta, **72**(19), s. 4825–4844, 2008.

http://www.geology.wisc.edu/~wiscsims/pdfs/Downes_GCA2008.pdf

- [9] FUKUNAGA, K., MATSUDA, J. *Vapor-growth carbon and the origin of carbonaceous material in ureilites* [online]. [cit. 2009-11-01]. *Geochemical Journal*, **31**, s. 263–273, 1997. <http://www.terrapub.co.jp/journals/GJ/pdf/3105/31050263.PDF>.
- [10] GABRIEL, A. D., PACK, A. *Ureilite Vein Metal — Indigeneous or Impact Material?* [online]. [cit. 2009-11-01]. 40th Lunar and Planetary Science Conference, 2009. <http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2009/pdf/2462.pdf>.
- [11] HERRIN, J. S., LEE, C-T. A., MITTLEFEHLDT, D. W., DOWNES, H. *Genesis of Augite-bearing Ureilites: Evidence from LA-ICP-MS Analyses of Pyroxenes and Olivine* [online]. [cit. 2009-11-01]. 39th Lunar and Planetary Science Conference, 2008. http://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/20080010778_2008010003.pdf.
- [12] HERRIN, J. S., LE, L., ZOLENSKY, M. E., ITO, M., JENNISKENS, P., SHADDAD, M. H. *Late Reduction Textures in Almahata Sitta Ureilite* [online]. [cit. 2009-11-01]. American Astronomical Society, 2009. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2009DPS...41.0907H>.
- [13] HERRIN, J. S., ZOLENSKY, M. E., ITO, M., JENNISKENS, P., SHADDAD, M. H. *Fossilized Smelting; Reduction Textures in Almahata Sitta Ureilite* [online]. [cit. 2009-11-01]. *Meteoritics & Planetary Science Supplement*, 72nd Annual Meteoritical Society Meeting, 2009. <http://www.lpi.usra.edu/meetings/metsoc2009/pdf/5444.pdf>.
- [14] JENNISKENS, P. aj. *The impact and recovery of asteroid 2008 TC₃* [online]. [cit. 2009-11-01]. *Nature, Letters*, 458, s. 485–488, 2009. <http://asima.seti.org/2008TC3/nature07920.pdf>.
- [15] KITA, N. T., TOGASHI, S., MORISHITA, Y., TERASHIMA, S., YURIMOTO, H. *Search for ⁶⁰Ni excesses in MET-78008 ureilite: An ion microprobe study* [online]. [cit. 2009-11-01]. Antarctic Meteorite Research. 22nd Symposium on Antarctic Meteorites, NIPR Symposium 11, 1997, National Institute of Polar Research, Tokyo. Ed. Takeo Hirasawa. 1998, s. 103. <http://nsl.nii.ac.jp/els/110000032973.pdf>.
- [16] LAURETTA, D. S., MCSWEEN, H. Y. Jr., editori *Meteorites and the Early Solar System II*. Tucson: University of Arizona Press, 2006. ISBN 0816525625.
- [17] NORTON, O. R. *The Cambridge Encyclopedia of Meteorites*. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. ISBN 0521621437.
- [18] RANKENBURG, K., BRANDON, A. D., HUMAYUN, M. *Osmium isotope systematics of ureilites* [online]. [cit. 2009-11-01]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, s. 2402–2413, 2007. <http://www.magnet.fsu.edu/library/publications/NHMFPL.Publication-3651.pdf>.
- [19] SINGLETARY, S. J., GROVE, T. L. *Early petrologic processes on the ureilite parent body* [online]. [cit. 2009-11-01]. *Meteoritics & Planetary Science*, **38**, 1, s. 95–108, 2003. <http://web.mit.edu/tlgrove/www/pubs/115.pdf>.
- [20] TAKEDA, H., ISHII, T., OTSUKI, M., NAKAMUTA, Y., NAKAMURA, T. *Mineralogy of a New Weakly Shocked Ureilite, Dar Al Gani 868 with Diamonds* [online]. [cit. 2009-11-01]. *Meteoritics & Planetary Science*, **36**, Supplement, s. A203, 2001. <http://www.lpi.usra.edu/meetings/metsoc2001/pdf/5039.pdf>.
- [21] WARREN, P. H., KALLEMEYN, G. W. *A New Model for Ureilite Origin: Incomplete Impact-disruption of Partially Molten Asteroids* [online]. [cit. 2009-11-01]. Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference, 19, s. 1238, 1988. <http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc1988/pdf/1628.pdf>.
- [22] ZOLENSKY, M. E., HERRIN, J. S., JENNISKENS, P. aj. *Mineralogy of the Almahata Sitta Ureilite* [online]. [cit. 2009-11-01]. American Astronomical Society, 72nd Ann. Meteoritical Society Meeting, 2009. <http://www.lpi.usra.edu/meetings/metsoc2009/pdf/5183.pdf>, <http://adsabs.harvard.edu/abs/2009DPS...41.0906Z>.

autor videosnímku: Jiří Fabig



Obr. 33 — Videozáznam bolidu Morávka pořízený Jiřím Fabigem 6. 5. 2000 v Jindřichově.
Převzato z <http://www.asu.cas.cz/~borovic/bolid.htm>.



Obr. 34 — Meteorit Morávka 2, nalezený jako druhý v pořadí z celkem pěti kusů. Hmotnost 330 g, rozměr asi 6 cm. Foto Pavel Dostál. Podrobné informace o meteoritu jsou uvedeny v práci BOROVÍČKA, J. aj., *Meteorit. & Planet. Sci.*, **38**, 7, s. 1005–1021, 2003.