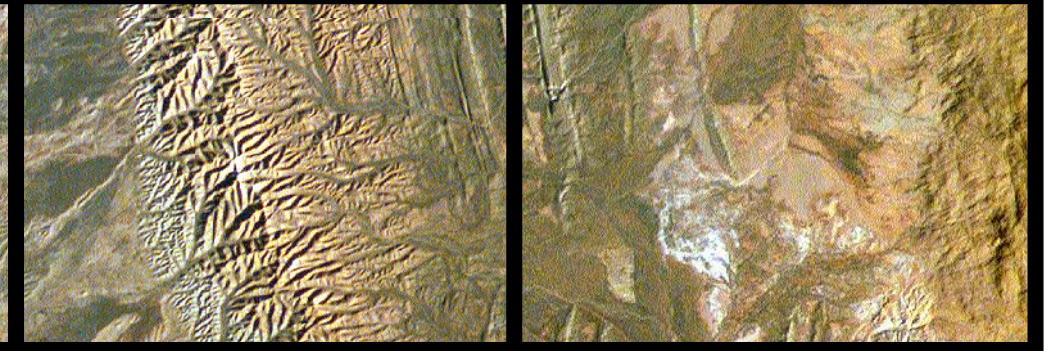
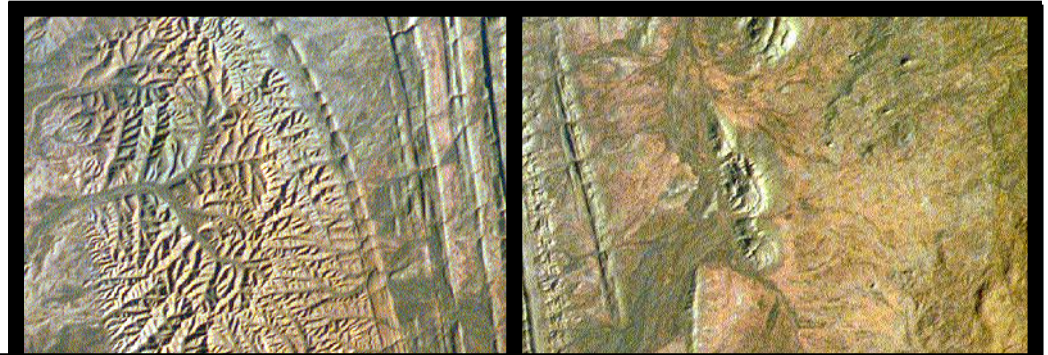


ENCYCLOPAEDIA OF THE SOLAR SYSTEM

LANDFORMS OF THE SOLAR SYSTEM (1)

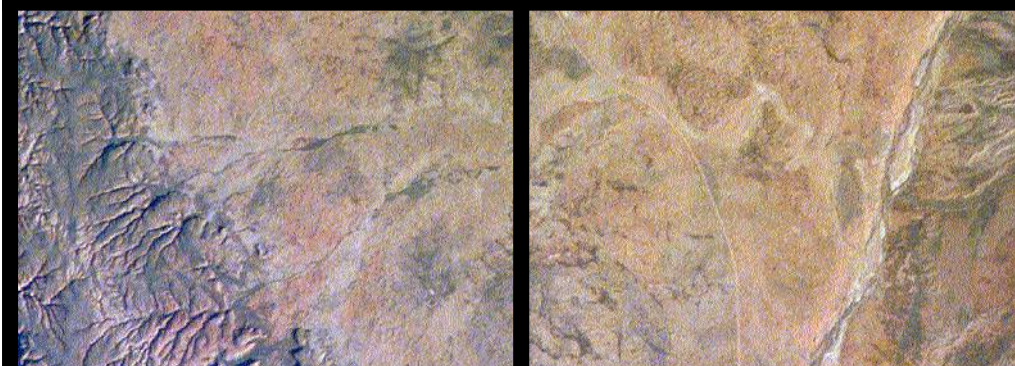
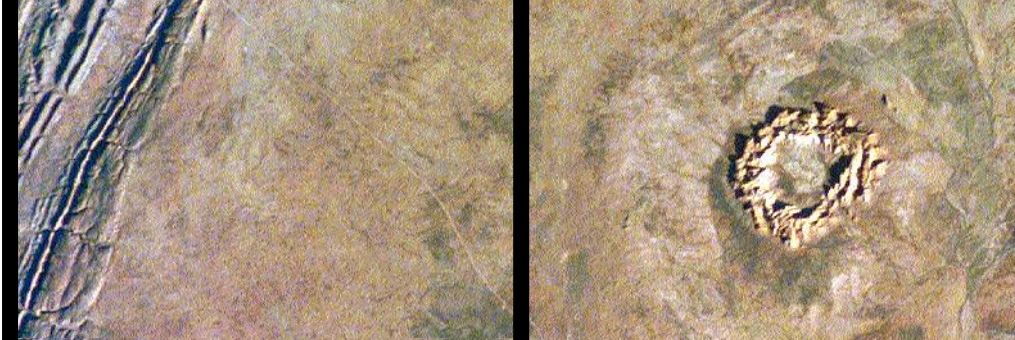
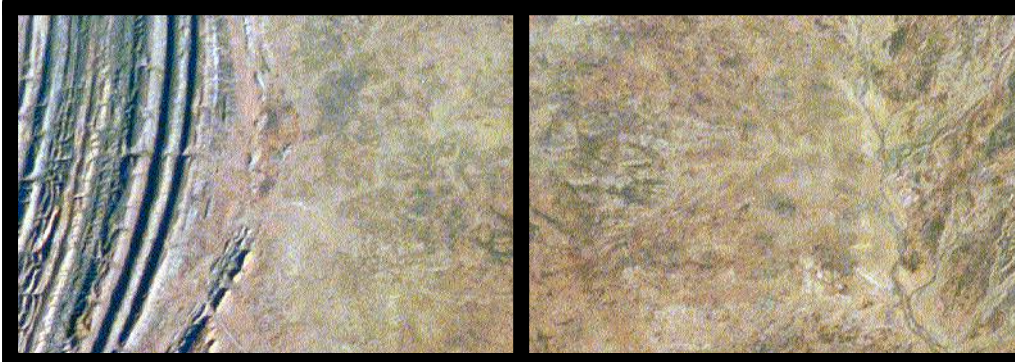
EÖTVÖS LORÁND UNIVERSITY COSMIC MATERIALS SPACE RESEARCH GROUP



HENRIK HARGITAI – SZANISZLÓ BÉRCZI – ARNOLD GUCSIK – FERENC HORVAI – ERZSÉBET ILLÉS – ÁKOS KERESZTURI – SZABOLCS JÁNOS NAGY

IMPACTS

PROCESSES, TRACES, EFFECTS



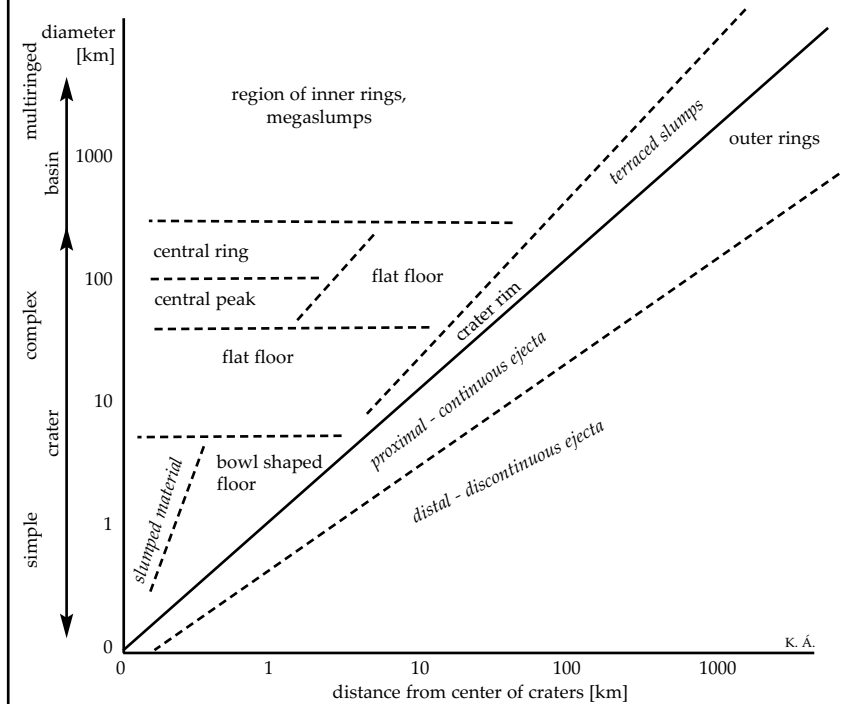
CONTENTS

Chapter titles in bold red are available in English - others are in Hungarian

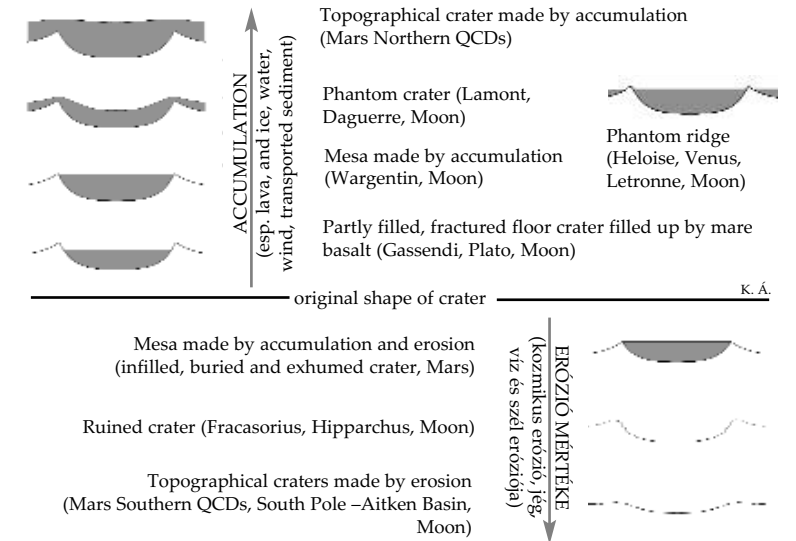
Discovery, investigation and early terminology of impact craters (H.H.)	2
Nomenclature, catalogues of impact craters	4
Early history of crater formation (H.H. - I.E.)	5
Surface dating by means of crater counting	7
PROCESS OF CRATER FORMATION	
Process of impact	8
Underwater impact crater and the subsequent effects of its formation (H.H.)	11
IMPACT ROCKS	
Impactites (H.H.)	13
Factors influencing the shape of the crater and its ejecta blanket	17
Traces of inclined impacts	18
TYPES OF IMPACT CRATERS	
Simple (small) crater	19
Complex crater with central cone	20
Crater with flat bottom	22
Crater with central ring and peripheral ring	23
Multiple ring (circular) basins, giant craters (B.SZ.)	24
Effect of giant impacts	27
Crater of comet core	28
MULTIPLE CRATERS	
Double crater	29
Crater chain	30
Crater field	31
CHANGES WITHIN THE CRATER	
Crater with central depression, dome or hill (K.Á.)	32
Crater with fissured bottom (K.Á.)	33
Crater lake (H.F.)	34
Lava covered crater, mare, phantom crater	35
BEYOND THE CRATER	
Ejecta blanket	36
Crater ridge, crater wall	37
Rayed craters	38
Parabolic tail and flower petal blanket (I.E.)	39
Lobe blanket crater (H.H. - I.E. - K.Á.)	40
FURTHER TRACKS OF IMPACT	
Impact without crater (I.E.)	43
Secondary crater	44

Antipodal, chaotic area, albedo feature (I.E.)	45
CHANGES, EROSION OF CRATERS	
Erosion of craters	46
Cosmic erosion	48
Buried crater and uncovered crater	49
Crater with negative ring (ring trench structure)	50
Round table crater, impact mesa	51
Relaxed crater	52
Palimpsest and penepalimpsest	53
Ruin crater, ruin basin, topographic basin	54
CRATERS OF SELECTED PLANETS	
Impact craters of Mercury (B.SZ.)	55
Impact craters of Venus	56
Impact craters of Earth (H.F.)	57
Impact craters of Europe (H.F.)	58
CONSEQUENCES OF IMPACTS	
Impact and development of planets (K.Á.)	59
Subsequent effect of large impacts on Earth (H.H.)	60
Small craters as living place or historical place (H.H.)	62
Craters and astrobiology (K.Á.)	63
TRACES OF IMPACTS: LABORATORY TESTING	
Planar microstructures (N.SZ.J. - G.A.)	64
Bibliography, references	65
Index (K.Á.)	66
Index of names (K.Á.)	67
Catalogue of craters on Earth	68
Craters with Hungarian names (H.H.)	69
AUTHORS:	
SZANISZLÓ BÉRCZI – ELTE TTK Általános Fizika Tanszék, Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport	
ARNOLD GUCSIK – Nyugat-magyarországi Egyetem	
HENRIK HARGITAI – ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék	
FERENC HORVAI – Magyar Űrkutatói Iroda	
ERZSÉBET ILLÉS – MTA Konkoly-Thege Miklós Csillagászati Kutatóintézete	
ÁKOS KERESZTURI – Collegium Budapest, ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék	
SZABOLCS JÁNOS NAGY – ELTE TTK Közöttani és Geokémiai Tanszék	

Landforms of impact craters



Transition of impact craters



BECSAPÓDÁSOK

FOLYAMATA, NYOMAI ÉS HATÁSAI

HARGITAI HENRIK – BÉRCZI SZANISZLÓ – GUCSIK ARNOLD – HORVAI FERENC – ILLÉS ERZSÉBET – KERESZTURI ÁKOS – NAGY SZABOLCS JÁNOS

A NAPRENDSZER FORMA KINCSE SOROZAT a Naprendszer szilárd felszínű égitestjeinek alakzattípusait mutatja be. Jelen füzetünk a becsapódásos formákkal foglalkozik. A téma feldolgozási módja némileg különbözik az eddigi kiadványokban megszokottól. Tematikus tárgyalásmódjának alapját Illés Erzsébetnek az ELTE TTK-n 1997 és 2005 között tartott előadásai adták (Illés 1990, 1992, 2001), formáját pedig Bérczi Szaniszló Kis Atlasz a Naprendszeréről sorozata. A kisenciklopédia egyes fejezetei eltérő típusú és szintű háttértudást igényelnek (morfológia, geológia, fizika, geokémia, kőzettan stb.), de igyekeztünk mindegyiket „fogyaszthatóvá” tenni minden érdeklődő olvasó számára.

ELŐKÉSZÜLETBEN: tektonikus és vulkanikus formák, szélfúttá és vízi eróziós formák.

A komplex kráter sajátosság morfológiai jellemzői közül a legfontosabbak: a belső központi csúcs, a sík aljzat, a teraszos, meredek belső kráterfal, a sánc, majd azon túl a külső lankásabb lejtő, amelyen a kidobott törmelék takaró sugárirányban árkokkal és gerincekkel váltakozva tagolt és fokozatosan vékonyodik, másodlagos kráterekkel tarkított, s mely legmesszebbre a sugársávokkal nyúlik, amelyek akár az egész féltékét is átérhetik (2005).

„A holdbeli hegységek legtöbbször úgy tűnnek fel, mint köralakú hegysáncok, melyek többnyire hirtelen alámeredő lejtőikkel kerek völgymedencéket zárnak kebelökbe, s e katlan fenekéről sok helyütt, egy külön, alacsonyabb hegykúp emelkedik ki” (Szabó 1869) (1. ábra, lenn: Lévy 1911)



1. Gyßrßalakø hegy a Holdon



PLANETOLÓGIAI KÖR
ELTE TTK KAVÜCS, BUDAPEST

A Naprendszer kisenciklopédiája – A Naprendszer formakincse (1):
Becsapódások folyamata, nyomai és hatásai

(c) 2005 Bérczi Szaniszló, Gucsik Arnold, Hargitai Henrik, Horvai Ferenc, Illés Erzsébet, Kereszturi Ákos, Nagy Szabolcs János
Kiadja az ELTE TTK – MTA Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport (KAVÜCS) 1017 Budapest, Pázmány P. st. 1/A <http://planetologia.elte.hu>
Jelen kötet nonprofit oktatási céllal szabadon másolható.
ISBN 963 463 795 7 ö (sorozat)
ISBN 963 463 796 5 (1. kötet)

A BECSAPÓDÁSOS KRÁTEREK FELFEDEZÉSE, VIZSGÁLATA ÉS KORAI TERMINOLÓGIÁJA

Gyűrűshegy, asztrobléma

KRÁTER:

1. Tál alakú kerek mélyedés, amelyet meteorikus test igen nagy sebességű (*hypervelocity*) becsapódása hozott létre. Becsapódásos kráterek a Naprendszer szilárd felszínű égitestjeinek zömén előfordulnak.
2. Vulkánok kürtőjének kivezető nyílása.



2. Becsapódás egyszerű bemutatása egy réteg liszttel és egy réteg kávéval kitöltött serpenyőben. A lövedék *paint ball* (Middlesboro Country Club)

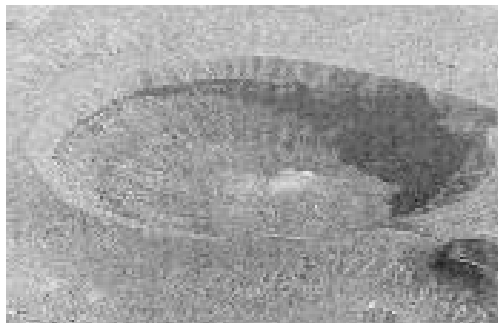
3. Az Elegante-kráter, egy vulkáni eredetű (maar) kráter a Pinacate vulkánmezőben, É-Mexikóban (Föld). A kiemelt sánc, sekély mélység, kerek alak, a kráterfal morfológiája megévesztésig hasonló a becsapódásos kráterekéhez. Ez mutatja, hogy morfológiái hasonlóságuk miatt valóban jogos volt a holdi kráterekről is azok vulkáni eredetét feltételezni. Hasonlítsuk össze pl. a Wolfe Creek-kráterrel

GALILEO GALILEI VOLT AZ ELSŐ, aki a távcső megjelenése után, 1609-ben először fordította azt a Hold felé, és így először pillanthatta meg a Hold krátereit. A kráter szót a szerkezetre először Schröter használta 1791-ben.

A kráterek eredetére vonatkozó első tudományos elmélet a 17. századi angol Robert Hooke nevéhez fűződik: ő kísérletezései alapján olvadt felszínen lassan kiáramló gáz megfagyott buborékainak nyomaként értelmezte őket.

A vulkáni kráterekhez való hasonlóságuk miatt évszázadokig vulkanikus eredetűnek – kürtőnek vagy beszakadásos kalderának – gondolták valamennyi krátert a Holdon, vagy korabeli nevén, gyűrűshegyet, körhegységet. Közéjük tartozott Cholnoy Jenő is, aki nem fogadta el az arizonai Barringer-kráter kozmikus eredetére vonatkozó elméleteket, és maga melegforrástólcsérnek tartotta (idézi Jakucs, 1995 p. 30.). Az égből hulló kövek kráterképző voltát nem is lehetett könnyű elfogadni.

1876-ban Richard Proctor vetette fel először a kráterek becsapódásos (*impact*) elméletét. Ő közölt először „realisztikus” rajzokat a holdi kráterekről (in: Spudis, 1996). Később laboratóriumi kísérletek sorozatával igazolták a holdkráterek becsapódásos eredetét. A becsapódási elmélet első amerikai támogatója Grove Karl Gilbert (USGS) volt, aki a becsapódással laborkísérleteket is végzett az 1890-es években. Ő a Meteor-krátert (akkori nevén Coon-hegységet) először becsapódásos eredetűnek tartotta, de később nézete megváltozott, és posztvulkáni-gőzkitöréses eredetűnek gondolta. Fő ellenvetés az volt a becsapódásos elmélettel szemben, hogy a különféle szögekben történő becsapódáskor többségben nem kör alakú kráter keletkezne, mert ilyen csak merőlegesen érkező testtől keletkezhet. Ez hibás előfeltevés volt. Egy közeli, vulkanikus eredetű krátercsoport (Sunset-kráter) is



hozzájárult ezen nézetének kialakulásához. A Mare Imbriumot viszont becsapódásos eredetűnek tartotta, ellentétben az akkoriban elfogadott vulkáni magyarázattal (Gilbert 1893). Az első általánosan becsapódásosnak elismert földi kráter ez, a Daniel M. Barringerről elnevezett (Meteor)-kráter volt. A kráter körüli vasmeteorit-darabok alapján Barringer azt remélte, hogy a kráterben megtalálja a becsapódó test nagy mennyiségű vas-anyagát, így számos próbafúrást végzett a kráterben az 1920-as években. Vasat végül nem talált. A kráter területe ma is az ő leszármazottai tulajdona. Barringer kérésére a brit Forrest Ray Moulton 1929-ben kiszámolta, hogy mi történhetett a becsapódó testtel, és azt találta, hogy a másodperc törtrésze alatt felszabaduló energia elpárologtatja mind a becsapódó testet, mint a kőzetet, amelybe becsapódik, így nyoma nem marad, csak a becsapódás *irányától függetlenül* kerek kráter. Barringernek az elvégzett számításait nem adta oda, csak 1931-ben írta meg népszerűsítő csillagászati könyvében. A szakma nem figyelt fel rá (Chapman, Morrison 1989), akárcsak Wegener elméletére, amely a holdkrátereket becsapódási eredettel magyarázta (Wegener 1921).

1935-ben John Boon és Claude Albritton hét földi szerkezetről állította, hogy erodált becsapódásos kráterek. Ők az *asztrobléma* („csillagsebhely”) elnevezést használták rájuk, amely Magyarországon is elterjedt, elsősorban a földtudományi használatban (pl. Jakucs L.). 1938-ban A csillagos ég című 480 oldalas magyar kézikönyv két bekezdést szentel a krátereknek:

„Egyes nagytömegű lehullott meteorok olyan nagy erővel csapódhatnak a talajba, hogy mély tölcserőformájú mélyedést vájnak. Ezidőszentit őt, minden kétséget kizáró »meteorkrátert« ismerünk. (...) Az említett meteorokráterek egyidőben fontos szerepet játszottak a Hold felületén levő kráterek kialakulásának magyarázatában is, mert feltételezték, hogy ezeket a krátereket a Holdra zuhant meteorok vájták. Ma ez az elgondolás elavult.” (Tolmár 1938).

A 20-as években fedezték fel az Odessa krátert (Texas), majd légifényképezésben 1947-ben a Wolf Creek krátert Ausztráliában. Az 50-es évekre kb. 10 becsapódásos krátert ismertek a Földön. Ekkoriban már ismertek olyan *kriptovulkáninak* nevezett kerekded, dombszerű alakzatokat, melyek a környezetüknél mélyebben fekvő rétegekből álltak (Vredfort-dóm, Dél-Afrika; Serpent Mound, Ohio, USA stb.). Előbb lassú, vulkáni folyamatokban felfelé nyomott rétegekkel magyarázták, de később kiderült, hogy vulkanizmus nem játszott szerepet keletkezésükben. 1937-ben J. D. Boon és C. C. Albritton már becsapódás mellett érveltek. Később e „kriptovulkáni” szerkezetekről kiderült, hogy erősen erodált kráterek központi zónái, melyek törmeléktakarója, sánca már leerosdálódott, és csak központi, egységesen kiemelt területének egy mélyebb rétege maradt meg. Már ekkor is ismertek voltak a tektitok, a becsapódáskor kivetett olvadékcseppek, de őket villámsapáskor megolvadt légrétegi

porszemcséknek tartották (Chapman, Morrison 1989).

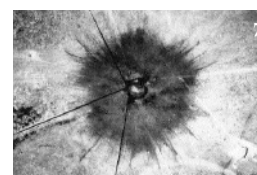
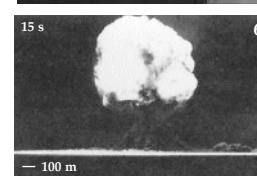
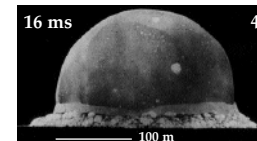
A holdi medencék becsapódásos eredete először 1949-ben merült fel (Baldwin 1949). A medencéket geológiai sztratigráfiai térképezésre először Eugene Shoemaker használta, aki 1961-ben megalapította az USGS (az USA Geológiai Szolgálat) asztrogeológiai ágát, és ő volt az, aki a PhD dolgozatában a Barringer-kráter becsapódásos eredetét is bizonyította.

Ekkoriban még nem gondoltak rá, hogy más égitesteken is a holdihoz hasonló gazdagságban található kráterek. Ezt a Mariner-4 Marsról (1965), majd a Mariner-10 Merkúrról (1974-75) készített fényképei mutatták meg. Ezek után vált csak egyértelművé, hogy a becsapódásos kráterek általános jelenségek a Naprendszer égitestjein.

1962-ben, a holdi többgyűrűs medencék (Orientale) első felismerésekor Harold Urey még hevesen vitatta a medencék létezését (Hartmann 2003 p. 82). Idehaza Hédervári Péter a nagyobb égitesteken a vulkáni keletkezés magyarázatot a becsapódással legalábbis egy szinten említendőnek tartotta a kráterek földi kalderákkal való hasonlósága miatt (Hédervári 1986 p. 48).

A becsapódásos kráterek felismeréséhez három eltérő tudományág vezetett az 1960-as években: a holdkráterek távcsöves megfigyelése; a földi kráterek geológiai és közetmikroszkópiai megfigyelése (ezen belül legfőképp a sokk-metamorfózis hatásainak felismerése, amelyet bizonyító jellegűnek fogadnak el); és a becsapódás folyamatának fizikai modellezése. E három terület azóta jelentősen kibővült. Az űrszondás megfigyelések mind részletesebb képet és mind több égitest-példát adnak, így a Naprendszeret egyfajta „ingyenes óriáslaboratóriumként” használhatják a kutatók. A távérzékelési műholdak révén pedig saját Földünket is „kívülről” láthatjuk (ezáltal a kerek alakzatokat jobban felismerhetjük). A földi geológiai munka módszerei alkalmazhatók lettek más égitesteken: az Apollo programban a Holdról hoztak mintákat, a Marson roverk helyben vizsgálják a kőzeteket. A becsapódás modellezésében pedig már szuperszámítógépek is részt vesznek (pl. Sandia 1997). Ma már kevésbé jelentős, de az 1960-as években mind amerikai, mind szovjet oldalon a becsapódás folyamatának és a krátereknek a megismerését segítette a föld alatti kísérleti hagyományos és atomrobbantások vizsgálata. A létrejövő szerkezetekben (pl. Baker, Dialpack, Suffield, Prairie Flat, Snowball stb.) a központi szerkezeti kiemelkedés, a kráterperemi suvadások is megfigyelhetők voltak (pl. Jones 1976).

Ma is csak a valósnál nagyságrendekkel kisebb mérettartományú laboratóriumi kísérletek, katonai robbantási kísérletek, valamint elméleti modellek igazolják a kráterek becsapódásos eredetét, hiszen még senki sem látott szilárd felszínű bolygótestbe történő kráterképző becsapódást. A Deep Impact szonda becsapódó egységének 2005-ös ütközése a Tempel 1 üstökösrel az első, bár mesterségesen létrehozott, a



4-5-6-7. Az első kísérleti atomrobbantás, a 20 kT-s *Trinity* tűzgömbje, torlóóra és krátere Új-Mexikó államban, 1945. július 16-án (USA, Los Alamos National Laboratory)



8-9. A robbanás helyszínén a hó megolvasztotta a homokos talajt és üveges kérget hozott létre, melyet itt *trinitit*nek neveztek el.





10-15. A kráterek megfigyelések nagyon fontos, hogy milyen napállásnál történik az észlelés. A képen a Copernicus kráter fényképei különböző napállásnál. A legfőbb képen a kráter kb. felülről kapja a napfényt, így az albedó-különbségek láthatók, az alsó képen sűrű napfényt kap, ezért a domborzati különbségek látszanak jól. (Hold, CCD kamera, <http://hou.lbl.gov/~vh oette/Explorations/MoonClips/>)

becsapódás pillanatában megfigyelt ilyen esemény (a kráterről már nem készült kép).

A becsapódás eredet mellett erős elméleti érv, hogy olyan apró, differenciálatlan égitesteken (törmelékeken) is találunk krátereket, melyeken vulkáni aktivitás nem lehetséges. A vulkanikus és becsapódásos kráterek pusztán morfológiai alapú megkülönböztetése még ma sem teljes egyértelműséggel megoldott.

Ma egy képződményről makro- és mikromorfológiai, geofizikai, kőzetmikroszkópiái, geokémiai mérésekkel bizonyítható becsapódásos eredete. A legfontosabb becsapódás-indikátorok a sok metamorfizált kvarc (PDF-ek), a kráter, geofizikai anomália, impakt breccsák, nyomáskúpok, az azonos korú üledékrétegben szferulák, irídium anomália, megacunami-üledékek (tengeri becsapódásnál). A becsapódásos képződmények földtani kutatásával foglalkozó tudományág neve *impakt sztratigráfia*.

A becsapódás folyamata és hatása a 19. században leginkább az üstökösök Földdel való találkozására kapcsán merült fel. Több ilyen témájú tudományos-fantasztikus könyv is született, mely a kor vezető elméleteinek megfogalmazásait írta le az eseményt. A csillagász Flammarion (1894) egy regényének tudósa mondja:

„Lesz ugyan találkozás, összeütközés és lokális szerencsétlenség, de ezen kívül más semmi. Egy földrengéshez, vulkánkitöréshez vagy borzasztó szélvészhez fogható esemény lesz az egész (...) [Az üstökös darabjai] légkörünket áthatítva oly ellenállással találkoznak, hogy ... nem is hullanak le a talajra, hanem már előbb apró részre robbannak. A hulló test előtt légnymás van, mögötte légüres tér. A mozgó test kívülről meggyullad és fehérizzóvá lesz, a légüres térbe visszacsapó levegő mennydörgésszerű hatalmas zajt okoz, robbanások és széthullás következik be, a fémanyagok elég sűrűek lévén ahhoz, hogy ellenálljanak, lehullanak, a többiek pedig gőzzé válnak ... mielőtt a légkörünk alsó rétegeit elérhetnék. (...) Valószínűleg egész légkörünk lángba borulna tőle... A levegő oxigéntartalma táplálná is a tűzvészt. A levegő hőmérséklete több száz fokra emelkedne föl. A tengerek, tavak, folyók elkezdeneik forni... Ime ez történnék a Földdel, ha egy olyan üstökös találkozik [vele], mint amilyen az 1811-ik évi volt.”

Végül az esemény így zajlik le a regényben:

„A látóhatárt kékes tűzkoszorú fogja közre: [az üstökös csóvájában lévő] széndioxid vegyűl az oxigénnel. Mindenütt fullasztó kénzsong. Ugyanakkor tűzeső, csillagzapor indult meg az égről. Ennek legnagyobb része nem jutott el a talajra, de számos meteor bomba módjára szétrobbant és fűdeleket átvitvén csakhamar mindenféle tűzvészt okozott. A Földnek az üstökös felé fordult félgömbjén a találkozás órájában szélben tikasztó szárazság, fojtó hőség és gyötörő kénzsong uralkodott és mindenki letargiába esett. ... a másik félgömb ezalatt csaknem teljesen érintetlen maradt.” (v. ö. 6o. old.)

A nagy kihalások becsapódással való magyarázatát a 20. században sokáig a meghaladott, 19. századi katasztrófa elméletekhez hasonlóan elfogadhatatlannak, bizonyíthatatlannak és neveltségnek tartották (a devoni kihalásról lásd pl. McLaren [1970] elméletét). A korszak fő geológiai alapelve Lyell uniformitarianizmusa volt. Az első K/T határbeli geológiai bizonyítékok megjelölésével (Alvarez et al. 1980) ez a nézet lassan

megváltozott. Bár Alvarezék cikkük úgy fejezik be, hogy az irídiumgazdag réteghez tartozó forráskráter megtalálása valószínűtlen, pár éven belül egy mexikói olajtársaság kutatásai alapján sikerült egy pont ilyen korú, jelentős méretű (a korábbi modelleknek megfelelő) krátert találni a Yukatán-félszigetenél, a felszín alatt (Hildebrand et al. 1991).

Ma egyre nagyobb teret hódít a neokatasztrófizmus – bár ma sem állítható egyértelműen, hogy pl. a K/T kihalásért csak a becsapódás lenne felelős.

Sugársávok a kráterekhez hasonlóan bizonytalanság jellemezte a holdi sugársávok keletkezésére vonatkozó elméleteket. A legkülönbözőbb elképzelések láttak napvilágot a 19–20. század folyamán: sókipárolgás, láva- vagy kristály kitöltés, törések mentén történő hamu vagy porkilövellés, ill. a kráterből kivetett, porrá tört anyag leülepedése.

A kráterek eredete magyar tankönyvek szerint

(Egy paradigmaváltás tükröződései)

– 1853. „A hold hegyeinek vulkáni eredetét majdnem bizonyosnak mondhatjuk.” (Schrödler Frigyes. Ford: Jánosi Ferenc, Mentovich Ferenc, ifj. Szász Károly: A természet könyve Pest)

– 1902. „A köralakú mélyedések régen kialudt vulkánok kráterei. A Hold hegyei vulkáni eredetűek. Az óriási gyűrűhegységek zilált alakja s a kráterek roppant száma azt bizonyítják, hogy a Hold még iszonyúbb és rombolóbb vulkáni működésnek volt színtere mint a Föld.” (Baló - Miklós: Csillagászati földrajz)

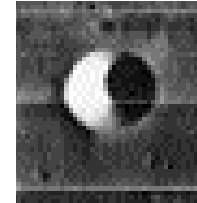
– 1918. „Ezek a kráterek vulkanikus eredetűek, melyek még akkor keletkeztek, mikor a Hold folyékony anyagát gyenge kéreg vonja be s a Föld erős vonzása következtében e vékony kéreg repedésein minduntalan előbuggyant a Hold belsejének folyós anyaga.” (Márki: Földrajz)

– 1951. „A holdcirkuszok gyűrűalakja [eredetére] két feltevést ismerünk. Az egyik szerint ezeket a krátereket nagy köveknek (meteoritoknak) a bolygóközi térből a Holdra való esése okozta... A másik szerint ősidőkben lefolyt hatalmas vulkanikus működések hatására keletkeztek. Bizonyos feltételek között ezek a működések nem kiterjedésekben, hanem lávaömlésekben nyilvánultak meg. E feltevés szerint, amit A. P. Pavlov akadémikus, szovjet csillagász dolgozott ki, a holdcirkuszok kihűlt lávavavak.” (1951/53 Voroncov-Veljaminov: Csillagászat)

– 1976. „A krátereket kétféle erő, belső (vulkanikus) és külső (nagy méretű meteoritok becsapódásából eredő) hozta létre.” (Fuha-Kertész: Fizika) (Bratislava)

– 1998. „A regolitot elképesztő méretű bolygókezdemény-zápor hozta létre a Hold kialakulásával egyidőben... Ezeket a képződményeket legtöbbször meteoritok becsapódása alakította ki.” (Szili: Földön innen...)

MORFOMETRIA A kráterek morfológiai vizsgálatakor (alakja különféle mérhető jellemzőinek meghatározásakor) más égitesteken csak távérzékeléses adatokra (optikai, infravörös és radar tartományban készített képekre ill. lézeres magasságmérésre) támaszkodhatunk. A képeken mérések akkor végezhetőek, ha azokat egyenes ortogonális vetületűvé alakítjuk. Ha lézeres magasságmérési adat nem áll rendelkezésre, a kráter domborzati jellemzői mérhetőek árnyékhosszmérésrel, fotoklinometriával (a lejtésszögére a felszín árnyékoltságából következtetve) vagy sztereó képpárból történő magasságmérésrel (Schenk 1990, 1996 stb.).



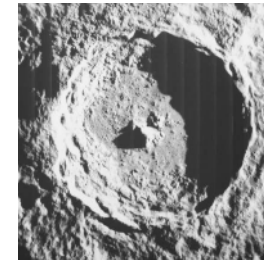
16. Schmidt (Lunar Orbiter IV, 085-h1)



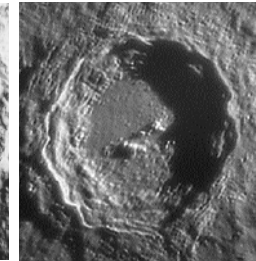
17. Dawes (Lunar Orbiter V, m70)



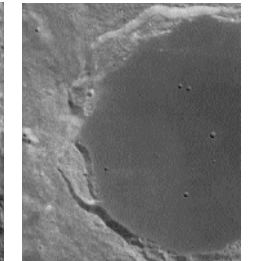
18. Römer (Lunar Orbiter IV, 073-h3)



19. Tycho



20. Copernicus



21. Plato (Clementine)

16-21. Az 1974-es szovjet kráterosztályok típuspéldái (részletezve lásd a szövegben!)

TERMINOLÓGIA Történeti osztályozás A kráterek első részletes modern osztályozását az 1960–70-es években végezték el amerikai és orosz-szovjet kutatók. A távcsöves észlelésekből már ismertek voltak a kráterek fő jellegzetességei. Howard (1974) azt vizsgálta, hogy ezek a jellemzők milyen méretnél jelennek meg és tűnnek el. Arthur (1963–66) római számokkal jelölt osztályokat állított fel. Az egyszerű-komplex elkülönítést először Dence (1965) használta, földi kráterekre (Melosh, Ivanov 1999).

Hartmann és munkatársai (1962, 1971) hozták létre a ma is használatos fő osztályokat (pl. *multiring basin*, *peak ring crater* stb).

A szovjet Florensckij, Baszilevszkij és Grebennik (1976) munkájára ma már leginkább csak az orosz szakcikkekben hivatkoznak, ezért említjük ezt ebben a történeti fejezetben. Ők a Lunar Orbiter és Zond-8 szondák képei alapján végezték el a holdi kráterek osztályozását. Minden típust a típuskráterrel nevezték el. Ezek leírását munkájuk alapján adjuk meg egyszerűsítve (16-21. ábra):

Schmidt-típus: egyszerű tal alakú kráter. Átmérőjük pár métertől max. 20 km-ig terjed. Eless, nem teraszos, fokozatosan az aljzatba átmenő peremmel. Típuspéldája még a Marius-A kráter.

Dawes-típus: hullámos felszínű, konvex aljzatú. Egyes lejtőjű. A lejtők néhol terasszal, hirtelen csatlakoznak az aljzathoz. Általában 10–15 km, max. 40 km átmérőjűek. (Ma inkább jellegzetes csuszamlási jelenségei miatt használják a Dawes-típus elnevezést.)

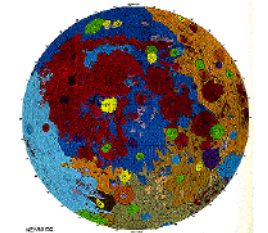
Römer-típus: központi csúcsos, teraszos fallal. 20–55 km átm.

Tycho-típus: központi csúcsos, szabdalts aljzattal, mely lávafolyások területre emlékeztet. 25–100 km.

Copernicus-típus: mint Tycho, a központi csúcs kevésbé kifejezett, inkább kisebb csúcsok halmaza. 35–100 km.

Plato-típus: Nincs központi csúcs. Felszíne sima (talán láva miatt). 19–100 km.

Az 1990-es évekre a marsi lebenyes kráterek terminológiája egyre áttekinthetlenebbé vált, ezért ennek egységesítésére a Mars Crater Consortium tett kísérletet (Barlow 2000) (lásd: *lebenyes kráterek*).



22. A Hold geológiai térképe (USGS) mutatja a kráterek fontosságát a geológiai térképezésben. A legfiatalabb korú egységek a kráterek és törmelékterítők (világos színnel; középtájt a Copernicus, lent a Tycho)

Jelen kiadványunk a kráterek mai terminológiáját is tartalmazza. Ez egyben az első kísérlet egy következtetés, egységes magyar terminológia kidolgozására is.

NOMENCLATURE, CATALOGUES OF IMPACT CRATERS



23. Numbers are used only for identifying the craters in the map of Thomas Harriot (1612)

Aspects of Catalog of Large Martian Impact Craters:
 Cartographic quadrant
 Identification number
 Coordinate
 Diameter, or large and small axis for elliptic crater
 Orientation
 Strata position
 Degree of erosion
 Type of ejecta blanket
 Morphology of crater inside
 Depth (rim base)
 Height of rim
 Height of central peak
 Perimeter of central peak
 Diameter of central depression
 Size, area, perimeters of ejecta cover
 Height of footing
 Lobed nature
 Mobility of ejecta cover
 Petrology, specific heat (Barlow 2003b)

The word *crater* originates from the Greek *krathav*, which was a vessel used for blending water and wine during feasts. The Lunar craters were named also as *ringed mountains* before the space age, as well as *circus* in Russian language and in the translated Hungarian publications.

The first comprehensive map on the Moon was prepared by Langrenus in 1645. The terms *mare / terra* were introduced by him. He named the craters after famous (sometimes still living) people, allied kings and terrestrial locations, large towns, but these names did not survive him. Another system of names were recommended by the Polish Hevelius in his maps entitled *Selenographia* (he used European geographic names). This system was used in the protestant countries until the 18th century. The basis of the present nomenclature is the map published in 1651 by F. Grimaldi (map) and Giovanni Battista Riccioli (nomenclature), in which craters were named after late scientists and philosophers only. According to this map, Beer and Mädler published also a kind of Lunar crater database in 1838, in which they marked the smaller (secondary) craters by capital letters. A large Lunar atlas was published by Julius Schmidt in 1878, in which 30000 craters were depicted. In 1935 the IAU published a unified version of the earlier systems based on a work by Mary Blagg dated 1913. This version can be regarded as the recent official version. The formations of the far side of the Moon were referred to with Soviet names by Soviet researchers when the far side was photographed by Russian spacecraft in the sixties and seventies. Then a committee was created with the purpose of retaining the international nature of the naming process. Finally,



24. Names of contemporaries were given by Langrenus in his map (1645): Rome is the name here what is mentioned today as Archimedes, and the Copernicus was originally named after Philip IV, king of Spain, who was a sponsor of Langrenus.

mostly Russian and American names were recorded on the maps, but it was possible to submit recommendations to both committees for including name of scientists from other nations. As a result, the map prepared on the far side of the Moon includes for example Hungarian names as well. One of the basic principles was that only late scientist could be selected for naming the craters (Exceptions occurred several times regarding living astronauts) (Greeley, Batson 1990).

Craters have been known on other planets only from the 1960s. The names of the craters were allocated by a committee, and have no historical background like those of the Moon, but with the naming the principles set up by Riccioli have been followed.

Separate names are allocated by IAU only to the large and the most frequently mentioned craters on the basis of principles separately identified for each planetary body. Small craters could be referred to by their coordinates generally or nearby crater names plus capital letters. Craters situated close to the Martian and Lunar landing sites were named informally after the participants of the given missions (*operational names*), but these names were maintained as the official names later. There are certain exceptions from the official nomenclature, such as the first large basin discovered on Titan, i.e. *Circus Maximus*, or the Japanese nomenclature of the asteroid Itokawa.

CATALOGUES

The first catalogue of impacts - or more exactly meteors - was published in 1861 (Greg 1861).

Russian catalogues The most comprehensive Russian catalogue of Martian craters is the *Morphologic Catalogue of Martian Craters* (Rodionova et al. 2000), which includes data for all (19 000) craters having diameter exceeding 10 km. These can be referred to by their SAI index (SAI is the abbreviation of *Sternberg Astronomical Institute*, where the catalogue was created). This catalogue lists the Martian craters in descending order of size from the 470 km large Huygens to a 10 km diameter crater (SAI 19308). The database of the catalogue can be downloaded from the internet. The same group prepared the catalogue of 15 000 Lunar craters having sizes exceeding 10 km on the basis of pictures taken by Zond and Lunar Orbiter (Rodionova et al. 1985).

American catalogues A catalogue entitled *Catalog of Large Martian Impact Craters 1.0* was compiled during the period 1982 to 1986 by Nadine Barlow with the help of pictures taken by the Viking orbiters. This includes the data of 42 283 Martian craters having diameters exceeding 5 km, thus the inclusion of secondary craters is not very probable (Barlow et al. 1990, 2003b). The generation of a size-frequency distribution curve was the original purpose of the catalogue. It was also made for making the relative ageing of Martian craters more accurate. The original catalogue was updated on the basis of the new data obtained by Mars Global



25. The geographical names of Europe are shown in the map of Hevelius prepared in 1645. The names are based on similarities in structures. Copernicus Crater was named as Etna. Certain mountain names are still retained.

Surveyor and Mars Odyssey.

In addition to the more accurate topographical data, the new version (2.0) also includes references thermophysical data based on infrared measurements (Barlow et al 2003b.)

Digitised data of 4300 craters are included in another catalogue prepared by David Roddy and Nancy Isbell. The original purpose was the investigation of crater development on the basis of mechanical aspects.

Many other catalogues exist showing a couple of thousand Martian craters, each placing the emphasis on different aspects (lobate ejecta blanket, erosion). References are given for these catalogues on the home page of *Mars Crater Morphology Consortium* (Barlow et al.) (www.marscraterconsortium.nau.edu).

The *Integrated Crater Catalog* is a GIS that contains a database of the Martian craters, and includes MOLA data (Garvin et al. 1998). The name of this software is IMPACT (*Interactive measurement, profiling, and analysis of crater topography*) (Mouginis-Mark et al. 2003; Baloga 2004). Further databases available on the internet are: *Venus Crater Database* (Herrick 1997); *Venus Crater Database* (Schaber 1992), *Callisto Crater Database* (Schenk, 1996a); *Ganymede Crater Database* (Schenk, 1996b); *Digital Lunar Orbiter Photographic Atlas of the Moon* (Gillis 2004). The Canadian *Earth Impact Database* (EID 2003) maintained by John Spray is an "official" catalogue of the terrestrial impact craters, which contains data and references only for the impact craters that have been proven in every respect. The online catalogues of Jarmo Moilanen (Moilanen 2003) contains data for other craters which are questionable for some reason (57 probable, 289 possible craters). It also contains references to instances when certain feature were believed to be craters but later it was proved to be of other origin.



26. Riccioli (1651) is the basis for the present nomenclature, although he followed Langrenus, and divided the terra areas, giving names to the parts as well.

Naming of craters:

Moon: scientists, artists; first names in case of smaller craters;

astronauts for landing locations
Mercury: artists, painters, musicians, writers

Venus: surnames of famous women, deities, female first names for craters less than 20 km in diameter

Earth: depending on the local tradition: generally the names were allocated long before their crater origin were proven, thus many times they are named as lakes. The most widely known is the meteor crater in Arizona having the official name Barringer Crater; other names include B.P. (British Petroleum) structure or Oasis crater both in Libya. 13 members of the Gifl Kebir crater field were named after first names by the explorers who discovered them (Paillou et al. 2004)

Mars: known scientist who dealt with Mars, smaller craters: settlements that have population below 100 thousand (earlier) or 20 000 (today).

Deimos: writer, who wrote about satellites of Mars

Phobos: scientists, who participated in the efforts leading to the discovery of Phobos

Callisto: northern mythic heroes and heroines

Ganymede: heroes and heroines of the people of the area of productive crescent

Europa: Celtic gods and heroes

Io: Crater is not known

Mimas: Characters and locations mentioned in book *Morte d'Arthur* by Malory

Enceladus: Characters and locations mentioned in book *Arabian Nights* by Burton

Tethys: Characters and locations from *Odyssey* by Homer

Dione: Characters and locations from *Aeneas* by Virgil

Miranda: Characters from *Tempest* by Shakespeare

Triton: aqueous gods, locations

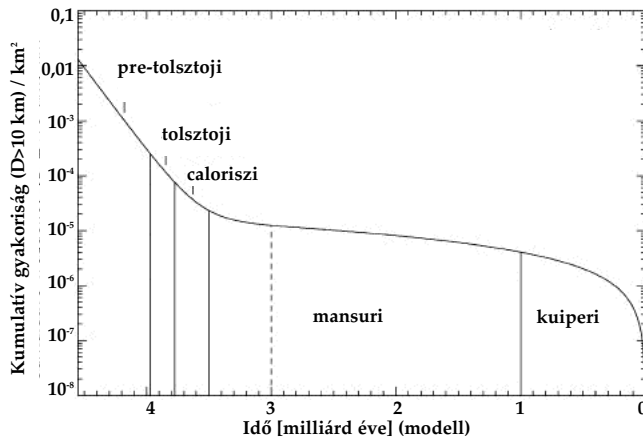
Spelling: in the official IAU nomenclature the names of crater do not include descriptor term, i.e. a word crater is not part of the geographical name. While in English the local traditions of geographical names is the same as in Latin (both capital letters, two separate words), in other languages it is different: lowercase and hyphens are used in geographical, therefore also in planetary place names.

A KRÁTERKÉPZŐDÉS KORAI TÖRTÉNETE

Korai intenzív bombázás időszaka: early intense bombardment (EIB), early heavy bombardment; Késői nagy bombázás időszaka: late heavy bombardment (LHB), terminal bombardment, terminal cataclysm

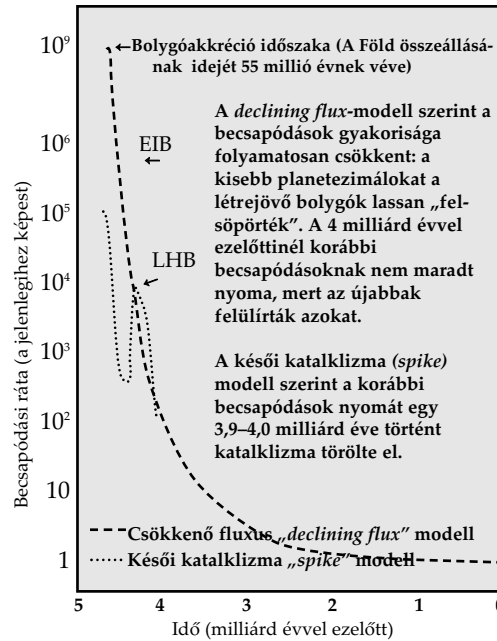
A koronggá lapuló szoláris ködben összeálló kis testek, a planetézimálok a begyulladó ősnap körül keringtek. Ezek egymásnak ütköztek, és sebességüktől és méretüktől függően összeálltak vagy szétarabolódtak. A kis testek számának „felezési idejét” (*half life*) (ami az az időtartam, amíg a planetézimálok felét a bolygók felsöprik) a Naprendszer keletkezésének kezdeti időszakában 10–30 millió évre teszik (Hartmann 2000). Pár 10 millió év alatt többszáz darab 100–1000 km-es nagyságrendű bolygócsíra állt össze belőlük, amelyek ezután összeütközve létrehozták a bolygóembriókat (proto-égitesteket), majd a mai bolygókat. Miután a bolygók felszíne megszilárdult (a Hold esetében 4,42 milliárd éve), már megőrizhette a becsapódások nyomait. A Hold felszínére nézve látható, hogy egyes területeken több kráter található (felföld [terra]), míg másokon kevés (holdtenger [mare]). Kellene lennie egy időpontnak, ami óta nincs olyan sok becsapódás, mint korábban. A radiometrikus kormeghatározás alapján a kevéssé kráterezett mare területek is igen idősnek bizonyultak, ami azt mutatja, a becsapódások száma már korán lecsökkent.

27. Becsapódás-gyakoriság a Merkúron, a kronosztratiográfiai beosztással (modell) (Neukum et al, 2001, Spudis és Guest 1988 alapján)



A korai sok becsapódás időszakát a korai intenzív bombázás korának (*early intense bombardment* – EIB, *early heavy bombardment*) nevezik (Hartmann 1966).

A Hold esetében az Apollo-expedíciók által hozott

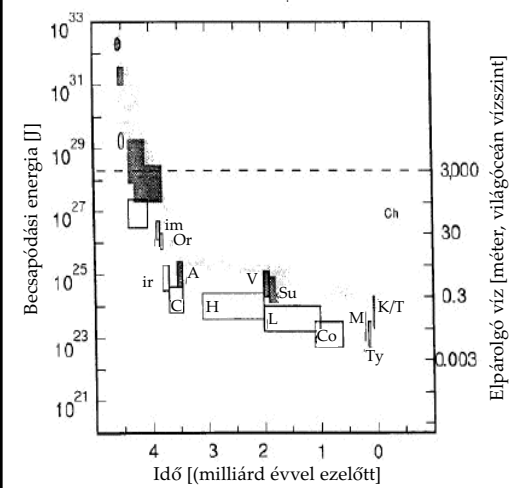


28. Becsapódások gyakorisága a Föld-Hold rendszerben. (Hartmann, 1980, 2000, 2005). A jelenlegi becsapódási ráta a modellben 10 m vastag regolit-réteget hozna létre 3,6 milliárd év alatt (mare területek), ami megfelel $3 \times (10^9)$ m/év regolittermelésnek.

olvadékbreccsák radiometrikus kormeghatározása alapján a következő holdi kronológiát állították fel:

3,95 milliárd éve a mainál nagyobb volt a becsapódások gyakorisága. A holdi medencék pereméről és a felföldekről begyűjtött becsapódási (impakt) breccsák kora 3,85–3,95 milliárd év. (A „fiatal”, kevéssé kráterezett felszínt alkotó mare bazaltok kora többségében 3,2–3,9 milliárd év.) Néhány holdi breccsa ezeknél is fiatalabb, idősebbet azonban nem találtak. A 3,95 milliárd évnél korábbi (pre-nektári) időszak becsapódási gyakorisága nem ismert, de egyes modellszámítások szerint a nektárinál nagyobb lehetett. A kezdeti becsapódási gyakoriságot magyarázó két fő modell a következő:

■ A folyamatosan csökkenő fluxus (*declining flux*, lásd 28. ábra) modell szerint 3,95 milliárd évnél korábban is nagyszámú, lassan csökkenő gyakoriságú becsapódás volt, ezeknek azonban az Apollo-mintákban csak 3,95 milliárd évvel ezelőtől van nyoma. Ebből a nagyon korai időszakból csak néhány nagyméretű topográfiai medence ismert,



azok telítettség borították újabb kráterekkel. Nem feltétlenül szükséges katasztrófával magyarázni, hogy ebből a 3,95 milliárd évnél korábbi időszakból más nyom nem maradt fenn. Az igen intenzív „korai bombázás” ugyanis többször „átforgatta” és megolvastotta/újra elpárologtatta a regolitot, ami során létrejött a holdi megaregolit (törmelék- és porréteg). Ezért nem található az felszínen idősebb kőzetek (olvadékok), bár lehetnek a megaregolit mélyebb részeiben.

Amint a szoláris kód poranyagát a keletkező bolygók felsöpörték, a bombázás intenzitása lassan csökkent. Egyes 3,95 milliárd évnél fiatalabb kőzetek már megmaradtak, és a felszínről sem forogtak bele mélyebb rétegekbe.

Ha a becsapódások gyakorisága és a regolit-keletkezési intenzitás arányosan változik, a mai becsapódási gyakoriság milliószorosa 3 km regolitot termel 1 millió évente a Holdon (Hartmann 2000) (28. ábra). Ezt az értéket feltételezi a modell a 4 milliárd évnél korábbi időszakra.

■ A késői katalizma (*spike*) modell szerint a nagyszámú ősi becsapódás kora után a becsapódások száma gyorsan csökkent: a Hold környezete gyorsan „kitisztult”, és többszázmillió éven keresztül már viszonylag alacsony volt a becsapódási gyakoriság.

A Holdon 3,85–3,95 milliárd évvel ezelőtt gyorszerűen megnőtt a nagy becsapódások száma. A korai becsapódások nyomai ezen katalizma („cataclysmic event” [Ryder], „terminal

29. A legnagyobb földi (fekete négyzet) és holdi (üres négyzet) becsapódások.

Rövidítések:

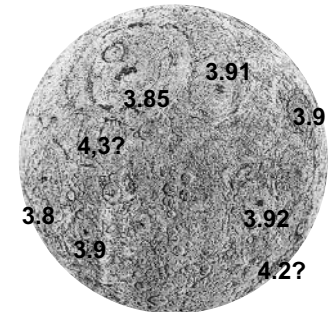
Hold:

Ty–Tycho,
Co–Copernicus,
L–Langrenus,
H–Hausen,
C–Ciolkovszkij,
Im–Imbrium,
Or–Orientale,

Föld:

K/T–Chicxulub
M–Manicougan,
Su–Sudbury,
V–Vredefort.

A szaggatott vonal egy világóceánt elpárologtatni képes becsapódás becslési határvonala (Sleep et al. 1989)



30. Fantáziarajz a Holdról az imbriumi korban, amikor a nagy medencék keletkeztek, a keletkezés idejével (milliárd év) (Wilhelms, Davis, 1971).

Ezen korai nagy becsapódások többgyűrűs medencéket hoztak létre, amelyek bazalttal csak később töltődtek fel

31-32-33. Lenn: fantázia rajzok a korai Föld felszínéről. A holdi krátérsűrűség alapján a Földön története során kb. 100 db, 1000 km-nél nagyobb átmérőjű kráter (medence) jöhetett létre (Melosh 1997). Ezeknek azonban mára nem ismert nyoma. Az ilyen nagy, ősi becsapódások medencéknek a törmelékerítője árulhatja el létezését az archaikumi geológiai mintákban.



lunar cataclysm” [Tera 1974]) során tűntek el. A 3,95–3,85 milliárd évvel ezelőtti, „bolygó-feljődést lezáró” kataklizmának a „késői nagy bombázás” (*Late Heavy Bombardment* – LHB [Wasserberg], *Terminal Bombardment*) nevet adták. A becsapódások nyomán a korábban már megszilárdult kőzetanyag újraolvadt, és létrejöttek a Hold nagy medencéi, amelyek kora az Apollo-minták alapján 3,85–3,95 milliárd év.

A legidősebb impakt breccsákban lévő olvadékok kora 3,95 milliárd év, azaz korábbi olvadékeletkezésnek (becsapódásoknak) nincs közvetlen bizonyítéka. A legfiatalabb medence az Orientale (3,8). Ha feltételezzük, hogy ez az időszak valóban egy becsapódási gyakorisági csúcsot („kataklizmát”) jelöl, kérdés, hogy miért történt ekkor ilyen nagyszámú becsapódás.

– Wetherill (1975) szerint ekkor valamilyen nagyobb égitest darabokra szakadt a Belső-Naprendszerben és ennek a darabjai csapódtak be a Holdba. (Ez az elmélet mára meghaladottnak számít.) Hasonló esemény azonban bárhol és bármikor bekövetkezhet a Naprendszerben, melynek során néhány tízmillió éven keresztül egy térségben megnövekedhet a becsapódások száma.

Vágy:

– A Naprendszerben keringő, a bolygóképződésből kimaradó törmelékek ekkor álltak össze elegendően nagy darabokká ahhoz, hogy medencéket is létrehozzanak. Később, ezek is elfogytak, így véget ért a késői nagy bombázás időszaka.

– A kéreg-lefröccsentés elmélete szerint a Hold anyagát kirobbantó becsapódás után a Föld körül létrejött anyaggyűrűből több nagyobb test is összeállt, amelyek később becsapódtak a Holdba, és ezek hozták létre a medencéket. Ez azonban nem magyarázza, hogy miért találunk hasonló korú ősi óriási medencéket más égitesteken is.

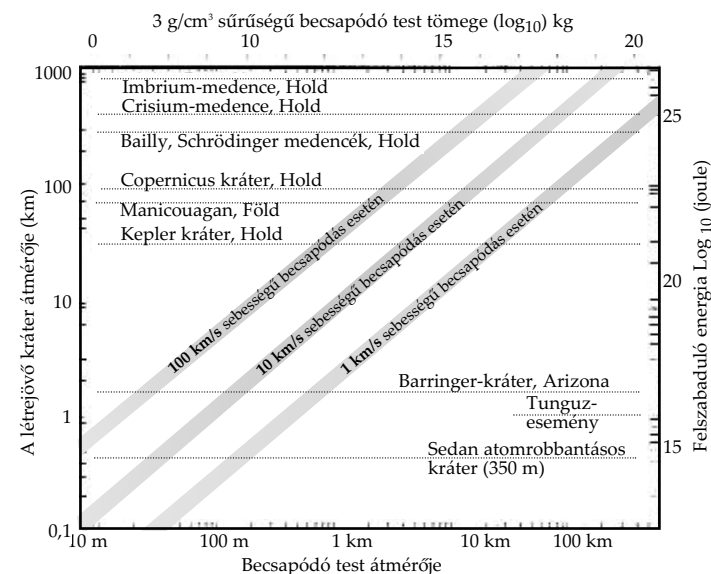
Mára az űrszondás megfigyelések és a számítógépes simulációk alapján az az általánosan elfogadott kép, hogy a bolygók összeállása cigarettafüsttől hasonlóan finom porszemcsekből indult, amelyek kisebb anyagcsomókká, planetézimálokká álltak össze. Ezek kis sebességű ütközése, egymáshoz tapadása hozta létre a bolygócsírákat, amelyekbe további planetézimálok ütközve bolygóembriókká nőttek. További növekedésük következményeként több száz test keringett a Naprendszerben, amelyek végül egymásba csapódva létrehozták a ma is létező nyolc nagybolygót. Az így kialakult nagy testek becsapódásai már katasztrofális következménnyel jártak. Ma ezt nevezik a *késői nagy bombázás* időszakának.

A korai és késői bombázás kifejezései a korábbi irodalomban színvonaluknak is előfordult.

A Hold esetében a medencék képződése hirtelen, 3,8 milliárd éve ért véget. Azóta igen kevés (nagy) becsapódási esemény történik, ezért ma már „friss” felületekként tűnnek fel ezek a 3 milliárd éves felszínek is. A bolygófelszínekre ma a korai időszak „maradékai” ill. az újabb ütközések nyomán keletkezett szilánkok csapódnak be. A kráterkeletkezés a Holdon az utóbbi kb. 2,5–3 milliárd évben nagyobb intenzitású. Kérdés, hogy ez-e a helyzet a Naprendszer más területein is. Abszolút kormeghatározási adatok csak a Holdra állnak rendelkezésre, más égitestekre csak a Hold esetéből lehet extrapolálni. Ennek alapján hasonló (3,85–3,95 milliárd éves) korúra teszik a Mars és Külső-Naprendszer holdjain látható nagyobb medencék keletkezését is, ezek azonban radiometrikus kormeghatározás hiányában bizonytalan becslések. Az bizonyos, hogy mind a Belső-, mind a Külső-Naprendszerben a legnagyobb becsapódások medencék az égitestfejődés korai időszakából származnak.

Egy új elgondolás értelmében a *late heavy bombardment* időszakát a Jupiter váltotta ki, amely a környezetében elhaladó bolygócsírákkal gravitációs kölcsönhatásba lépve, összességében veszített a mozgási energiájából. Emiatt kismértékben befelé migrált az égitestek összeállásának végén. Utóbbi során rezonanciazónái egyes sávokat tisztára söpörtek a kisbolygóövben. Ennek eredményeként sok kisbolygó állt a többi égitestet keresztező pályára, amely jelentősen megnövelte a becsapódások gyakoriságát. Hasonlóra a későbbiekben nem került sor, ezért a late heavy bombardment véget ért. Azóta fontosabb lett a kisebb égitestekre erősebben ható Yarkovszki-effektus és egyéb perturbációk hatása, és azóta ezek állítanak kisbolygókat a többi égitestet keresztező pályákra. Emiatt a kezdeti időszakhoz képest nem csak a bombázás intenzitása, de a becsapódó égitestek jellemző mérete is csökkent.

A Földön, akárcsak a többi égitesten, a kéreg megszilárdulása után valószínűleg kráterek borították a felszínt (31–33. ábra). A Föld (és valószínűleg a Vénusz, részben talán a Mars) korai légkörében lévő vizet a Külső-Naprendszerből származó, jégben gazdag planetézimálok (üstökösök, kisbolygók) szállíthaták a Földre (Abe és Matsui 1985). Az ilyen égitestek korábban, a Föld összeállásakor a Föld alanyagában is növelhették a víztartalmat, mely később kigőzölöghetett a légkörbe (Chyba 1991). Az archaikumban a kontinensek ősterületeinek kialakulása előtt a globális

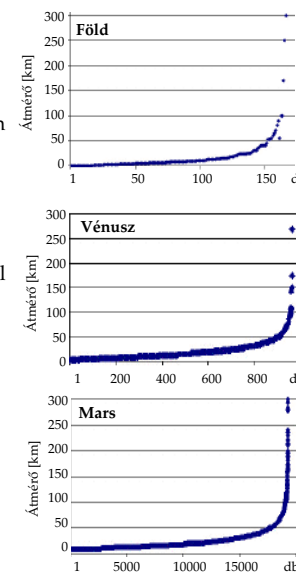


34. A keletkező kráter mérete mint a becsapódó test méretének, sebességének és tömegének függvénye (a becsapódó testre 3 g/cm^3 sűrűséget feltételezve) (Hartmann 2005 p.252). A Földön a legkisebb kráterek kb. 10 méteresek – az ennél kisebb krátert ütések még felszint éres előtt a légkörben a sűrűlódás miatt felrobbannak (*cut-off size*). A légkör nélküli égitesteken, így a Holdon nincs ilyen hatás

vízóceánból a szigetív-vulkanizmus területén és talán a nagyobb kráterek sáncán találhattunk volna csak kiemelkedő szárazföldeket. Lehetséges ugyanakkor, hogy éppen a nagy becsapódások hoztak létre olyan kéreg-inhomogenitásokat, melyek segítettek a kontinensek kialakulásában (Frey 1977).

4 milliárd éve a földi becsapódások esetleg többször is elpárologtathatták a kialakuló óceánok vizét, és kipusztíthatták a talán már 4,2 milliárd év óta többször is kialakult, maitól esetleg eltérő életet (Hartmann 1991, p. 83, Oberbeck 1989). Erre utalhat az, hogy a nagy bombázás időszakának lezárulta (a becsapódási gyakoriság jelentős csökkenése) után gyakorlatilag rögtön megjelent az élet.

A lassan gyarapodó szárazföldeket később is számos kráter borította. Valószínűleg a nagy bombázás őspajzsokat ért kráterei sokáig a felszínen látszottak, amíg be nem temette őket az üledék vagy a lávafolyások. A nagyszámú ősi krátert ma esetleg kidobott törmeléktakarójuk nyomai alapján lehet megtalálni az archaikumi geológiai mintákban.



35-36-37. Három égitest kráterei átmérőjük szerint sorban felrajzolva. Figyeljük meg, milyen méret fölött ritkulnak meg a kráterek.

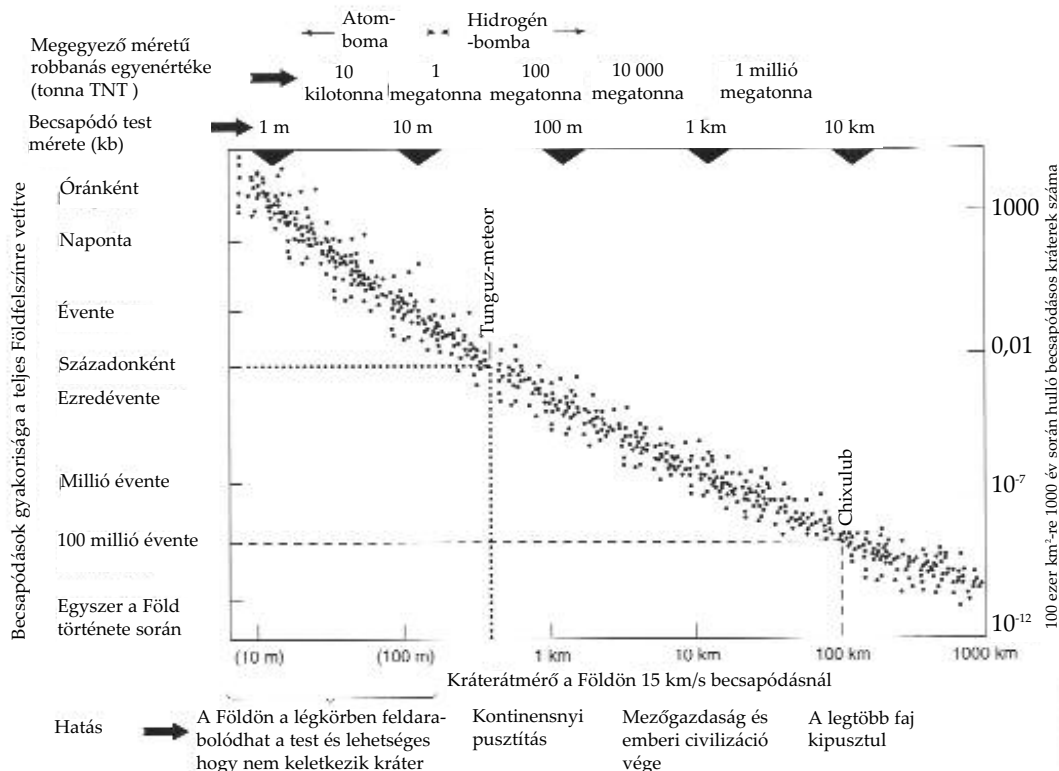
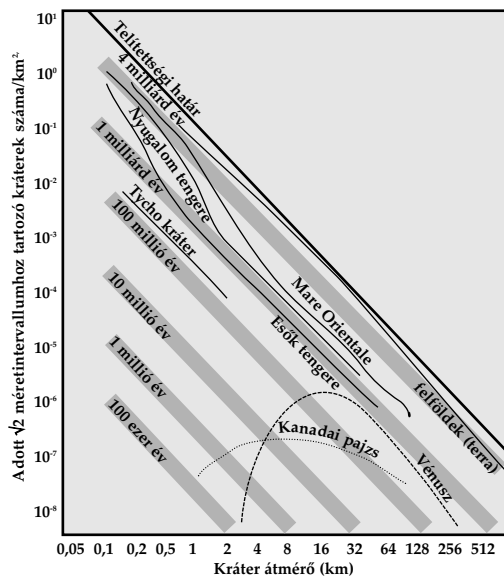
FELSZÍNEK KORMEGHATÁROZÁSA KRÁTERSZÁMLÁLÁSSAL

Az égitestek felszínét véletlenszerűen érő becsapódások a kráttersűrűség meghatározása segítségével lehetővé teszik, hogy egy bolygófelszín egyes részeinek egymáshoz viszonyított korát meghatározzuk. A helyes kormeghatározás feltétele, hogy a becsapódó testek fluxusa (gyakorisága) térben és időben ismert legyen. A kráterek nagysága közvetlen összefüggésben van a becsapódás energiájával, ami a becsapódó test tömegének és a felszínhez viszonyított sebességének függvénye. Így a kráterméret alapján kideríthető, hogy egy felszínt hány kisebb és hány nagyobb becsapódó test ért. A krátterszámláláson alapuló kor a krátermegtartási kor (*crater retention age*).

A kormeghatározást a kráterkeletkezési függvény (*crater production function, CPF*) segítségével lehet elvégezni (lásd pl. G. Neukum 1975, B. Ivanov, W. K. Hartmann munkássága ill. Tanaka, 2005).

Mivel nem ismert, hogy a kisebb méretű kráterpopulációban milyen arányban található elsődleges és másodlagos kráterek, ezeket a kicsi (néhány m–pár száz méter átmérőjű) krátereket a krátterszámlálásban nem célszerű használni. Ezért különösen a fiatal, csak kisebb krátereket befoglaló felszínek korának meghatározása bizonyítalanabb (lásd még a Másodlagos kráterek c. fejezetnél).

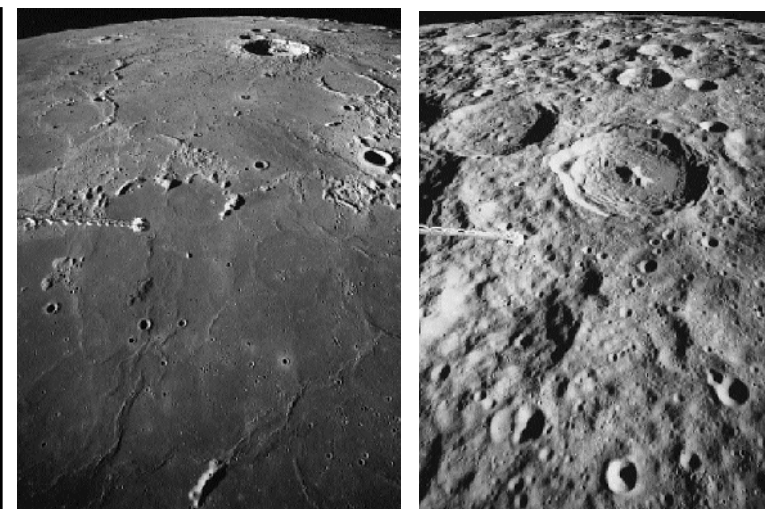
38. Összefüggés a Hold különböző méretű krátereinek előfordulási gyakorisága és a terület kora között, feltüntetve a Vénusz és az kanadai pajzs krátermegtartási korát is. A vastag vonal a telítettségi határ, aminél nagyobb kráttersűrűség már nem lehetséges. A Hold felföldjei elérik ezt a határt, azaz itt korukra csak minimum érték adható (Hartmann 1983 alapján)



39. A Föld légkörének tetejét elérő meteorikus testek gyakorisága (Hartmann 2000 alapján)

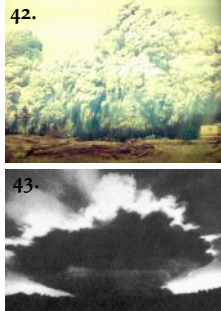
Eltérő számú becsapódó test éri a Naprendszer különböző részeiben keringő égitesteket: amelyek pl. közelebb van a kisbolygó-övezetnek vagy egy óriásbolygó közelében helyezkedik el, az a nagy test fókuszáló hatása miatt többet kaphat. A számítások szerint a Mars kb. 2-3-szor annyi becsapódást szenved el, mint a Hold, ezért a kráttersűrűséghez rendelt abszolút kormeghatározásos holdi adatokat a Marsnál érvényes értékek alapján korrigálni kell. Mivel ennek pontos szorzófaktorát nem ismert, a Mars és a többi égitest felszínének abszolút korára vonatkozó becslések bizonytalanok.

Bármilyen felszín elég nagyszámú becsapódás esetén elérheti telítettségi állapotát (*equilibrium* vagy *saturation*), amikor már „megtelt” a felszín kráterekkel, és minden új becsapódás egy korábbi krátert rombol szét. Ezt az állapotot több kisbolygó és pl. a Merkúr, a Hold és a Callisto egyes területei is elérték. Ezekre a területekre csak egy minimális korérték adható, vagyis azt, hogy ezen minimális kornál mennyivel idősebbek, krátterszámlálással nem lehet megállapítani.



40-41. Alig kráterezett, kb. 3 milliárd éves mare felszín és erősen kráterezett, kb. 4 milliárd éves terra felszín a Holdon (Apollo ferdetengelyű felvételek)

A BECSAPÓDÁS FOLYAMATA



42-43. Két kép a Mt. St. Helens vulkán 1980-as kitöréséről: az alapi torlóár (fent) és a hamufelhő (lent). (Mt. St. Helens Múzeum, Washington állam, USA)

44. Kísérleti atomrobbantás Coloradóban 1972-ben. 91 t TNT 9 méter átmérőjű, 7 m mély krátert hozott létre. A másodlagos kráterek 110 m-re, a törmelékterítő 201 m távolságba jutott. (Hartmann, 2005, p253). Valódi becsapódást még nem figyelt meg az emberiség, ezért ez a „legjobb közelítése” az eseménynek. Jól látható a „jetekben” kidobódó törmelék és a vulkán-kitörésekből ismert alapi torlóár. A kilökött törmelék hozza létre a másodlagos krátereket és a sugársávokat: v.ö. képek a a törmelékterítő (36. oldal), a sugársávok (38. oldal) és másodlagos kráterek (43. oldal), fejezetekben. (W. K. Hartmann fotója)

A becsapódásos kráterek monogenetikusan szerkezetek, azaz képződésük egyszeri esemény. (A krátert a későbbiekben számos folyamat módosítja.) A becsapódás folyamatát általában három részre különítik el (46. ábra): érintkezés / összenyomás (*contact/compression*), kivájás (*excavation*) és átalakulás (*modification*). A kivájás során létrejövő tranzienst (átmeneti) kráter mindig tál alakú: a kráterek megfigyelhető morfológiája a tranzienst kráter átalakulásával (összeomlás, központi csúcs kiemelkedés stb.) jön létre (Melosh, Ivanov 1999). A kráter végül megfigyelhető alakját ezután további folyamatok (erózió, feltöltődés stb.) alakítják. A folyamatok kísérő jelenségei (pl. alapi torlóár, porhullás) a vulkánkitöréseknél ill. mesterséges robbantásoknál is megfigyelhetők.

1. Érintkezés/összenyomás – a becsapódó test hatása

A test hatása sebessége négyzetétől és tömegétől függ ($E=1/2 m v^2$). A test általában planetocentrikus pályáról kisebb 12–20 km/s, heliocentrikus pályáról nagyobb (max. 72 km/s) sebességgel csapódik be egy bolygótestbe. Ha „szemből” érkezik, nagyobb, ha „hátulról éri utol a céltestet”, kisebb relatív sebességgel csapódik be. A Föld esetében például a felszínre merőlegesen érkező meteorikus test néhány (1-2) másodperc alatt áthatja a légkörön. A kisebb, lefékeződő vagy nem merőlegesen érkező test max. néhány percet tartózkodik a légkörben (és



esetleg a légkörön, a felszínnel párhuzamosan áthaladva végül újra eltávozik). A test felszín érése után átmérőjének megfelelő mélységbe hatol szilikátos kőzetben (vízben kb. átmérője 3–4-szeresére), amely lefékezi, és eközben adja át mozgási energiáját a keletkező lökéshullám formájában a közegnek. A teljes fékezés mindössze pár századmásodperc alatt megtörténik. A mozgási energia ennyi idő alatt alakul át hővé és a lökéshullám energiájává. A pillanatok alatt, igen kis helyen koncentráltan felszabaduló energia nagyságrendileg hasonló a Földön egy év alatt minden földrengésben és vulkáni tevékenységben felszabaduló energiához (Koeberl 1997, lásd táblázat).

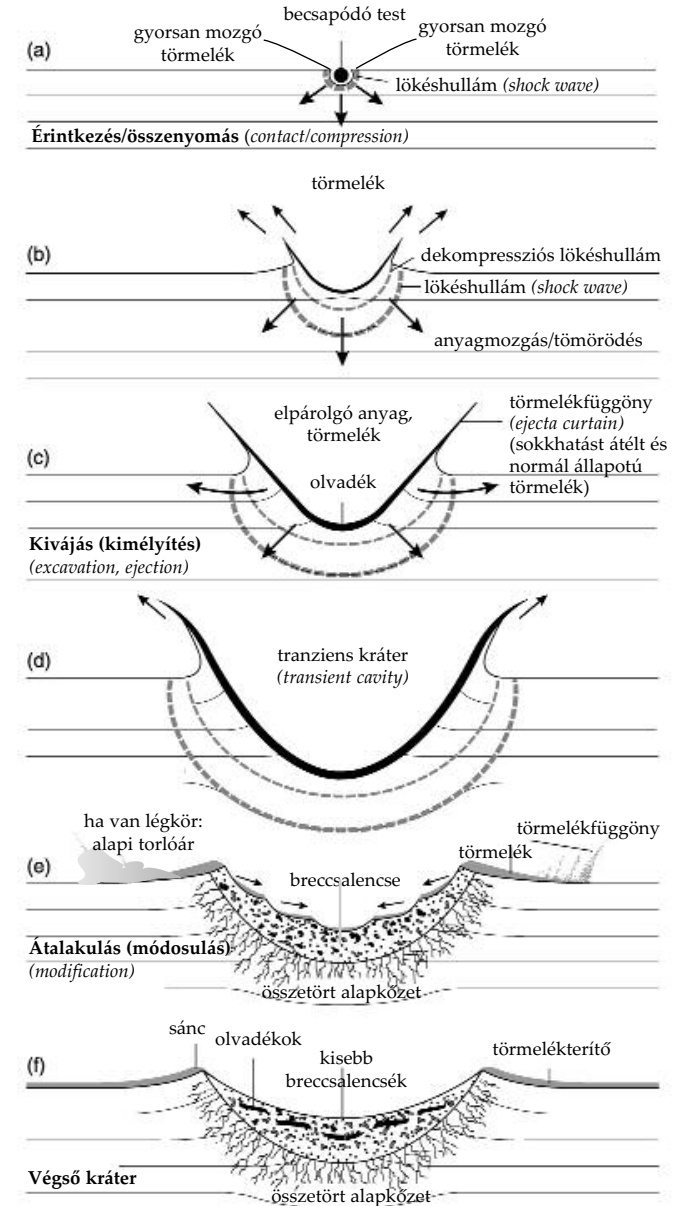
Kráter	Felszabaduló energia
Barringer-kráter (1,1 km)	$5,22 \cdot 10^{16}$ J
5–10 km	10^{17-18} J
50–200 km	10^{21-23} J
Mt. St. Helens kitörés 1980	$6 \cdot 10^{16}$ J
San Francisco földrengés	10^{17} J
A Föld felszínén felszabaduló energia	$1,3 \cdot 10^{21}$ J/év

(Koeberl 1997, hivatkozások itt)

45. Becsapódási és endogén (belső eredetű) folyamatok energiái

A becsapódó test sebessége általában nagyobb, mint a hangsebesség, ezért az energia nem tud szabadon szétterjedni, és egy lökéshullámfrontot alkotva koncentráliódik közvetlenül a becsapódó test előtt. Ezért minden kráter kör alakú lesz, függetlenül a becsapódás szögétől, a nagyon lapos szögű becsapódás esetét leszámítva.

A becsapódás kőzetet összenyomó (kompressziós) lökéshulláma (*shock wave*) elhaladása után a nyomás alatt lévő kőzetből a nyomás az ún. dekompressziós lökéshullám (*rarefaction/release wave*) segítségével szabadul fel (visszapattan). Ez a lökéshullám a becsapódó testre is visszahat: hatására az (is) megolvad ill. elpárolog. A becsapódó test és a célkőzet elpárolgott anyaga gőzfelhőként (*vapor plume*) jelenik meg a kráter felett. A becsapódástól távolodva, nagyjából a krátérsánc közelében a felszín anyagában terjedő lökéshullám nyomása – ahogy mind nagyobb felületen terjed szét – a becsapódás központi 100 GPa-ról (sebessége 20–30 km/s-ről) 1–2 GPa-ra csökken, és ezzel „hagyományos” szeizmikus lökéshullámként terjed tovább, melynek sebessége a hangsebességgel egyenlő (a kőzetben 5–8 km/s). A becsapódás központjában a hőmérséklet meg-



46. A becsapódás folyamata egy egyszerű kráter példáján (French 1998 alapján, módosítva)

A becsapódásokkal kapcsolatos lökéshullámok elnevezései, típusai

Légköri lökéshullám
air blast

Lökéshullám kőzetben
(Kompressziós) lökéshullám
shock wave

Szeizmikus hullám vagy földrengéshullám
seismic, elastic wave

Dekompressziós hullám
release wave

haladhatja a 3000 °C-t. A központban az anyag elpárolog, távolabb megolvad. Vízjégből felépülő kőzet esetén ilyenkor vízgőz és víz keletkezik.

Ebben a fázisban keletkeznek a nagysebességű jetek, melyek a becsapódás sebességének akár a háromszorosával, sugarasan dobják ki a sokkhatást szenvedett törmelékét (Schultz, Mustard 2004). (Lapos szögű becsapódás kidobott anyagával kapcsolatban lásd a 18. oldalt!)

A távolabbi kőzetdeformációkat, töréseket, földcsuszamlásokat stb. már ez a szeizmikus típusú, azaz a földrengésekkor is előforduló szeizmikus lökéshullám (*elastic wave, seismic wave*) hozza létre, így később a belső folyamatoktól nehéz elkülöníteni hatásukat.

Az érintkezés/összenyomás fázisa a legnagyobb becsapódásoknál is csak néhány másodpercig tart. Amíg a lökéshullám (*shock wave*) eléri a becsapódó test felszínétől távolabbi oldalát, kb. addig tart, ameddig a becsapódó test eredeti sebességével a méretének megfelelő távolságot tesz meg. Ez egy 50 km-es 25 km/s-el mozgó test esetén is csak 2 mp. Kb. négyszázszor ennyi időbe telik, amíg a dekompressziós hullám (*release wave*) eléri a becsapódó test elejét. Ezután a becsapódó test már nem játszik szerepet a kráter kialakulásában, csak az általa keltett lökéshullám.

2. Kiválás: A tranziens kráter növekedése (*transient cavity / crater*).

A lökéshullám (*shock wave*) hatására az anyag a lökéshullám központjától távolodni fog. Amikor a lökéshullám energiája elfogy (az eredeti nyomás visszaáll), az anyag még mindig mozog. A tranziens kráter kinyílása a dekompressziós lökéshullám hatására jön létre. Ez a lökéshullám már hangsebességgel halad, és nem okoz irreverzibilis változásokat (sokkhatást), mint a becsapódás kompressziós lökéshulláma (*shock wave*).

A becsapódás energiája az anyagot mozgatva a gravitáció és a sűrűlés legyőzésére fordítódik. Így a robbanás energiája mellett ettől a két paramétertől függ a végső kráterátmérő.

Az tranziens kráter a becsapódás energiájától függetlenül hasonló (tál vagy félgömb) alakú, és csak a későbbi folyamatokban veszi fel a „méretének megfelelő” morfológiát. A tranziens kráter mérete szoros összefüggésben van a felszabaduló energia nagyságával; a végső kráterméretet azonban a helyi földtani és gravitációs viszonyok is befolyásolják (pl. kráterfal suvadása). A tranziens kráterből távozó anyag mennyiségét valószínűleg elhanyagolhatóan kis mértékben befolyásolja a helyi gravitáció, mivel ebben a robbanás energiája a döntő tényező. A kidobás sebessége elérheti az

égitest szökési sebességét is, így az anyag egy része végleg eltávozhat az égitestről. Így jutottak a Földre a Holdról és a Marsról (pl. SNC-) meteoritok (McSween 1985).

A kiválást a dekompressziós lökéshullám és az alapközet köcsönhatása kelti. Ennek központja a kőzettestben ott van, ameddig a lövedék behatolt. A nagy nyomás alá került kőzet dekompressziós lökéshullám formájában visszapatann (*elastic rebound*), nagy, medence-formáló becsapódás esetén akár a köpeny felső részének mélységéből is, annak anyagát maga után „húzva”.

Az anyag oldalra és felfelé lökődik, de csak felfelé tud eltávozni. A lökéshullám energiája mozgási energiává alakulva, szimmetrikus anyagkiáramlást (*excavation flow*) hoz létre. (Ez lassabb, mint az összenyomás fázisában kilökött jetek.) A kráter kinyílásakor az anyagáramlás sebessége néhány km/s a kilökés zónájában (*ejection zone*). Ez a folyamat hamar kialakítja a tranziens, tál alakú krátert.

Részben elmozdítással, részben kidobással kialakul a kratersánc, mely a törmelékgyűrű legvastagabb (legmagasabb) része. Légkör esetén a légköri sűrűlés miatt a kilökési zónából távozott legnagyobb darabok (megablokkok) közelebb, a lebegtetés miatt a kisebbek távolabb jutnak el (allochton – eredeti helyükről elkerülő – kőzetek).

A kráter aljzata található az áthelyeződési zóna (*displace zone*), ahol az anyag a lökéshullám hatására sugárirányban elfelé próbált mozogni; a felszín azonban nem érte el. Ezek a parautochton kőzetek, melyek a kráter mélyét alkotják. A szomszédos kőzetek egymáshoz képest hasonlóképpen, de kis távolságra mozdulnak el, innen a parautochton (nagyjából helyben maradó) elnevezés. A kőzet nem töredezik szét teljesen, inkább deformálódik, és lefelé mozogva összetömörödik, illetve komplex kráterek közepén visszapatannva kiemelkedik, a nagyfokú tömörödés után felszabadulva a lökéshullám alól.

A kőzetek kráterközépi tartománya (a becsapódáskori nyomástól függően) tartalmazhat nyomáskúpokat.

A tranziens kráter mélysége az áthelyeződési zóna legmélyebb pontjait tart, ahonnan tehát már nem távozott az anyag (mélység:átmérő aránya 1:4-1:3) (Melosh, Ivanov 1999). A tranziens kráter legnagyobb mélységének elérése után még tovább szélesedik: lefelé már nem tud tovább tömörödni az anyag, oldalra azonban még növekedhet tömörítéssel és az anyag kidobásával. Ekkor már elég nagy energiájú becsapódás esetén megindult a központi csúcs kiemelkedése is.

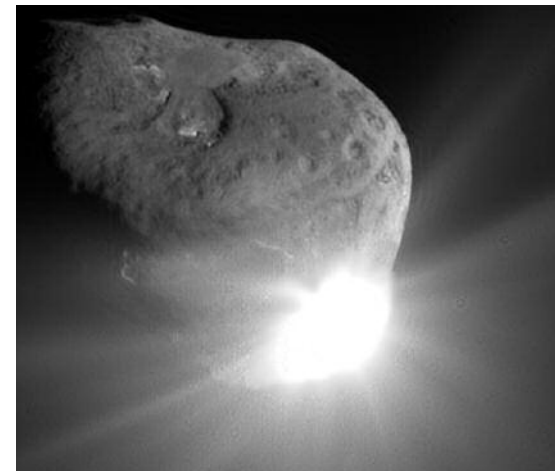
Egy idő után a lökéshullám energiája annyira lecsökken, hogy már nem képes kilököni több anyagot.



48. Bombatólcsérek II. világháborús fronton (légifelvétel). A bombatólcséreket kitölti a talajvíz. A kép felső részén jól látható a sugarasan kivetett törmeléktakaró is. Balra egy kettős, egybeérrő kráter látható (Korabeli filmfelvétel)

Ebben az egyensúlyi pillanatban ér véget a kiválás fázisa. Ez 1 km-es kráternél kb. 6 másodpercig; 200 km-esnél mintegy 90 másodpercig tart. Miután a tranziens kráter elérte legnagyobb szélességét, a lökéshullámok kisebb (<1 GPa) nyomású hullámokká szelidülnek; inentől már a lökéshullám sem befolyásolja a kráterfejlődést.

A kiválás végeztéig a becsapódó test átadta energiáját a kőzetnek. Az energia függvényében létrejött egy adott méretű „standard formájú” tranziens kráter. Vagyis: a tranziens kráter alakját sem átmérője, sem a becsapódás sebessége, a felszíni gravitáció vagy a felszín anyagának



49. A Deep Impact űrszonda becsapódó lövedékének találkozása a Tempel 1 üstökös magjával. A felvétel a becsapódás pillanata után 67 másodperccel készült. A forró törmelék ekkorra már kiterjedt, ezt mutatja a fényes folt (Deep Impact, HRI-937, 2005. júl. 4.)

Tranziens kráter 1:3,5



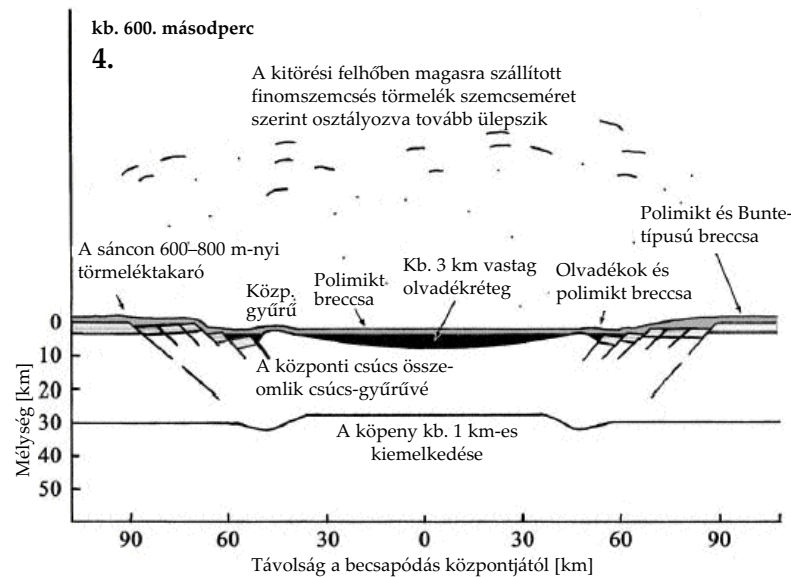
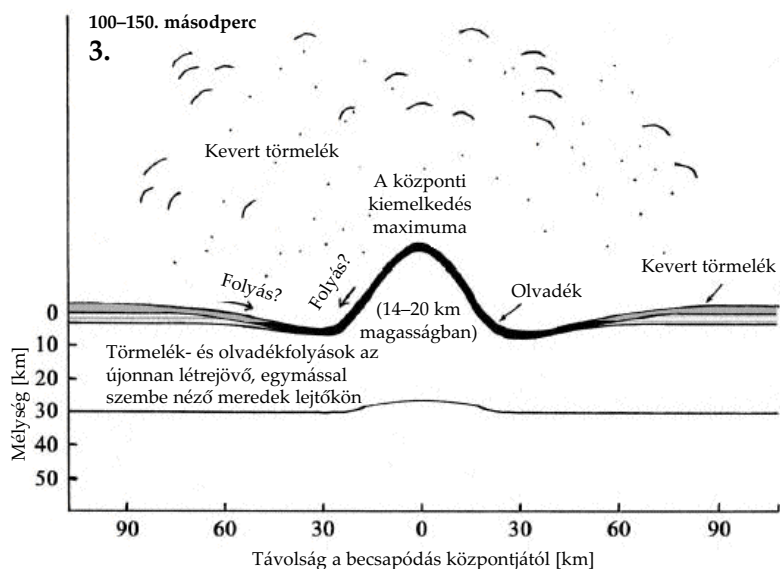
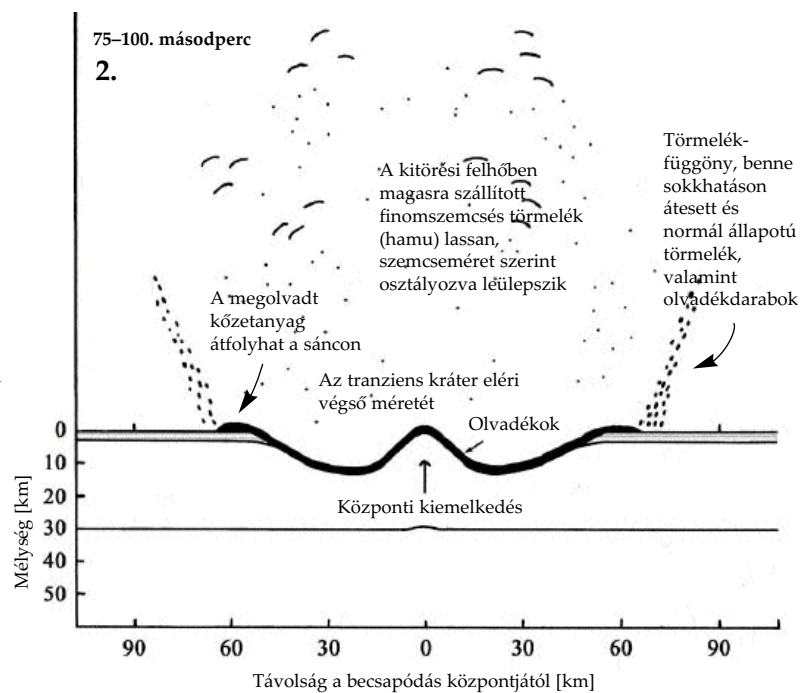
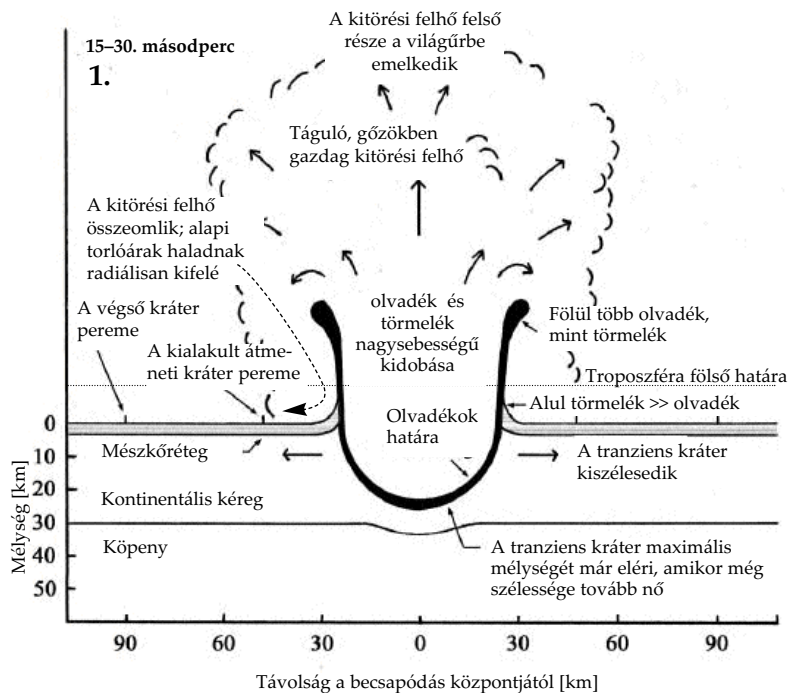
Egyszerű kráter 1:5



Másodlagos kráter 1:10



47. Kráterek mélység:átmérő arányai, torzítás nélkül feltüntetve



tulajdonságai nem befolyásolják jelentősen (Melosh, Ivanov 1999) (a becsapódás szöge is csak extrém esetben számít). A kráterek változatos formakincsét az ezután következő folyamatok hozzák létre.

3. Átalakulás – a gravitáció és a kőzet hatása

A tranziens krátert a gravitáció és a kőzet mechanikai elváltozásai módosítják. Az átalakulási fázis első része akkor ér véget, mikor a törmelék már nem hullik tovább. A tranziens kráter pereme beomolhat, a tranziens kráter túl meredek lejtői lesúvadhhatnak, és a visszahulló anyag is részben (akár felerészben) feltöltheti a kráter mélyedését.

A kráterfal összeomlása, a kráter részleges betemetése tehát a gravitáció hatására jön létre (kis g-n még nagyobb kráternél is „kitart” a perem).

Az összeomlás, későbbi izosztatikusan kiegyenlítődésként, tömegmozgások, erózió, üledéklerakódás és későbbi becsapódások azonban tovább alakítják a krátert.

Modellszámítások alapján egy 10–20 km-es kráter esetén az egész folyamat max. 10 percig tart.

A megfigyelések szerint jeges égitesteken a csuszamlások csak csekély szerepet játszanak a kráter utólagos átalakításában (McKinnon et al. 1986). A későbbiekben itt a kráter domborzatának relaxációja (kiegyenlítődésként) is alakítja a morfológiát.

Az átalakulás folyamatait lásd a megfelelő fejezetekben (egyszerű, komplex kráter, többgyűrűs medencék)!

A fenti folyamatsor a kráter kialakulását írja le laborvizsgálatok, modellszámítások és katonai robbatási kísérletek megfigyelései alapján. Kevésbé foglalkozik a becsapódást kísérő egyéb egyidejű jelenségekkel (torlóárak, hamuszórák stb.), melyekről – megfigyelt példa híján – kevés ismeretünk van. Ezen jelenségek, akárcsak a törmelékterítő jellegzetességei, a jelenlegi, kisebb nagyságrendű krátereket létrehozó laboratóriumi kísérletekben nem rekonstruálhatók megfelelően.

50. Komplex kráter keletkezése a Chicxulub példáján (Kring 2004 modellje alapján). Az ábrákon nincs függőleges torzítás

VÍZ ALATT KÉPZŐDÖTT BECSAPÓDÁSI KRÁTER ÉS KÉPZŐDÉSÉNEK UTÓHATÁSAI

Submarine impact crater, bathypelagic impact

51–56. A becsapódás folyamata egy vízcsepp példáján:



Érkezik a becsapódó test...



Először egy kerek kráter keletkezik, melyből koronaszerűen fröccsen ki a víz (lásd 44. ábra)



A vízcseppek visszahullása után horpadás marad, sáncsal körülvette. A krátert hamarosan kitölti a visszaáramló víz...



... A víz oldalról és mélyből történő visszaáramlása miatt a mélyedés közepén hamarosan egy vízoszlop emelkedik a magasba, majd összeomlik...

Vízbe történő becsapódáskor a víz megakadályozhatja a becsapódó testet a tengerfenék elérésében, és a kráterbelső, a sánc és a törmeléktakaró kialakulására is hatással lehet.

Kb. 1-2 km átmérőjű kőmeteorit esetén csak a víz „nyílik szét” kráterre, az aljzaton nem keletkezik kráter (a vízbe hatolási mélység 4–8 km). Kráter csak ennél nagyobb test vagy sekélyebb tenger esetén keletkezik. Azonban sem a légkör, sem az óceán nem képes arra, hogy egy 10 km-es nagyságrendű test földkéregbe csapódását megakadályozza.

Ha a becsapódó égitest víztestbe csapódik, a becsapódás nagyságától függően mennyiségű víz elpárolog, és a légkörbe jut (szárazföldi becsapódás esetén is nagy mennyiségű víz(gőz) jut a légkörbe). Utóbbi egy része helyben esők formájában ki is csapódik. A légkörben a vízgőz erős üvegházhatást is okoz, akárcsak az a CO₂, amely a szárazföldi tüzek ill. a savas esők által oldott mészkövek nyomán kerül a légkörbe.

A számítások szerint egy 440 km átmérőjű test becsapódása képes egy egész óceánt elpárologtatni, ez esetben a benne lévő élet is kipusztítani. Ilyen esemény akár többször is megtörténhetett a Föld korai, 3,8–4,2 milliárd évvel ezelőtti időszakában, amikor azonban vékonyabb hidroszférája és másféle légköre volt.

A légkör hőmérséklete a becsapódás felett elérheti a 1000°C-ot. A gőz-légkör több ezer év alatt hűl le (Sleep et al., 1989). A víz rossz



Az összeomló vízoszlop körül a kráter peremén „sánc” keletkezik, amelynek gyűrűje lassan kiszélesedve továbbhalad. Vízben a jelenség a másodperc törtrésze alatt lejátszódik...



... és nem marad látható nyom (kráter) utána. Hamarosan közepén csak sík felület alakul ki, míg a lökéshullám gyűrűi távolra szaladnak. (Hargitai H. fotói)

hővezetése miatt azonban csak az óceán teteje forma föl, a mélye hűvös maradhatna, leszámítva, hogy közben a levegőből aláhull az elpárolgott majd megszilárdult, még forró kőzetanyag is. Ilyen hullás mellett is fennmaradhatna a mélyben az élet.

Az óceán vízében (1 g/cm³) egy adott átmérőjű test (sűrűsége függvényében) kb. 15 átmérőnyi mélységbe hatol. A behatolás mélysége (*penetration depth*) közel független a becsapódás sebességétől (O’Keefe, Ahrens 1982).

Elképzeltető, hogy a kráter középpontjában vízből keletkezik rövid időre egy óriási központi csúcs, mely akár több km magasra is szökhet, majd összeomlik.

Sekélytengerbe (vízbe) hullt kisebb becsapódás esetén igen jellemző vonás, hogy a keletkező kráternek nincs sánca vagy az nagyon alacsony. A kiemelt sánc hiányát azzal magyarázhatjuk, hogy a környező víz beáramlik a kivájt mélyedésbe, amint a kráterben lévő víz a hő hatására elpárolog. Ezalatt a sáncon keresztül folyó zagyrák lemoshatják a sánctot (Dypvik, Jansa 2003). A törmeléktakaró amúgy is minimális lehet, mert a víz ellenálló ereje megakadályozza a kidobott törmelék távolra jutását.

Ha a becsapódás a selfterület peremén történt, a lökéshullám vagy a keletkező földrengések hatására a selfperem beomolhat, mint azt kimutatták a Montagnais (58. ábra) és Chicxulub (64. ábra) krátereknél. A keletkező anyagmozgások (vízalatti lavinák) csatornákat moshatnak ki, amelyekben többszáz km-re is eljuthat az anyag. A felszínen cunamik (*impact-derived tsunami*) indulnak, a lezúdu-

A földi becsapódások felosztása a becsapódási környezet szerint (Dypvik, Jansa 2003)

1. Szárazföldi becsapódás (*Subareal impact*)
2. Vízbe történő becsapódás (*Subaqueous/submarine impact*) Olyan kráter, mely sekély- vagy mélytengeri környezetben keletkezett, akár kontinentális, akár óceáni kérgen. Óceáni kérgen létrejött krátert jelenleg nem ismerünk.
3. Mélyvízi becsapódás (*bathypelagic impact*) Olyan becsapódás, amely a mély víz miatt nem hozott létre krátert, de egyéb jelekből (szferulák, a becsapódó test maradványai) a becsapódás tényére következtetni lehet. Példája az Eltanin-becsapódás lehet (63. ábra) a déli Csendes-óceánon, melynek kráterét nem találták meg (ami nem zárja ki, hogy nem létezhetett kráter).



ló tömegmozgásos óriási zagyrák megaturbiditét hoznak létre, mely törmelékes breccsát tartalmaz.

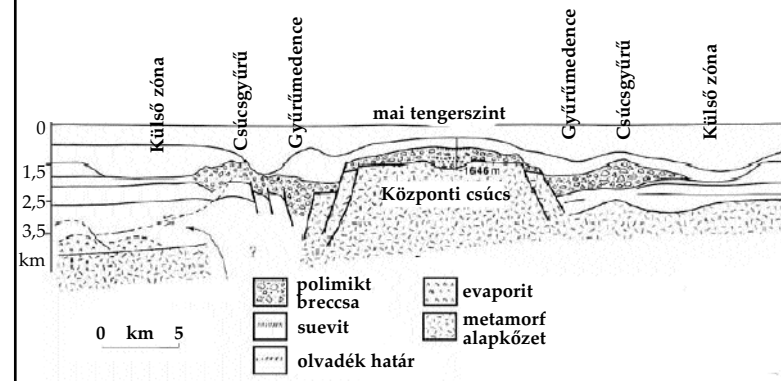
A becsapódás létrehozta cunamikra vonatkozó számításokhoz jó tapasztalati alapot adott a Bikini-atollon végrehajtott Baker kísérleti atomrobbantás. Ennek alapján 1 km átmérőjű becsapódó test a becsapódástól akár 20 km-re is 1 km magas amplitúdójú hullámokat hozhat létre. Ezek mélyen a szárazföldre hatolva képesek olyan üledékretegeket szétteríteni, melyekben a szárazföldi és vízi élőlények maradványai keverednek.

A vízbe történő becsapódás indikátora a *megacunami*. Egy kisebb becsapódás is óriási szökőárat hozhat létre: először itt is üreg keletkezik, s közben szétlökődik a víz, a vízcseppek fotóiból ismert „korona” alakjában (52. ábra). Egy, a Chicxulubhoz hasonló becsapódás keltette cunami hulláma a Föld

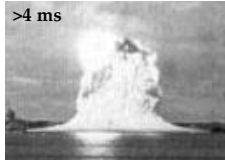
57. A Föld bizonyítottan becsapódásos eredetű kráterei, kockával jelezve a sekélytengerieket (Dypvik, Jansa 2003 alapján)

Mj: Mjólnir
Mo: Montagnais
CB: Chesapeake Bay
Ch: Chicxulub

58. A Montagnais kráter (45 km) (Kanada) metszete Dypvik, Jansa (2003)



59-62. A Baker 23 kT-s, 27 m mélységben robbantott kísérleti atomrobbantás a Bikini-atoll egy lagúnájában (víz alatti robbantás) 1946. július 23-án.



59. A felszínre érő lökeshullám fröccsdómot (*spray dome*) lök a magasba kb. 800 m/s sebességgel, amelyet a forró gőzből álló buborék követ.



60. A tüzgömb buborék gőzből és a bomba elpárolgott darabjaiból áll. A lökeshullámot követő alacsony nyomású zónában kicsapódik a víz és felhőkoronát hoz létre (*Wilson kondenzáció*). A vízen látható a lökeshullámfront

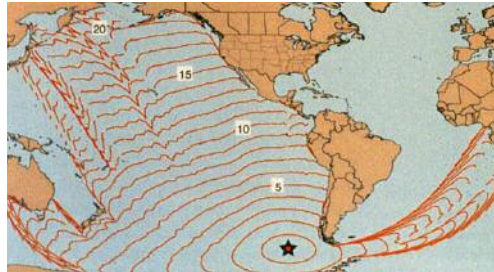


61. A vízgöz-gombafelhő



62. A felhő középső részén összeomlik és a víz visszajut a felszínre, itt alapi torlóárat (*base surge*) hoz létre (<http://nuclearweapnarchive.org>)

63. Az Eltanin-beccsapódás 2,15 millió éve történt a Csendes-óceán déli medencéjében. A beccsapódás központjának becsült helye a csunamii lökeshullámja alapján készített modell szerint : 53.5° d 90° ny

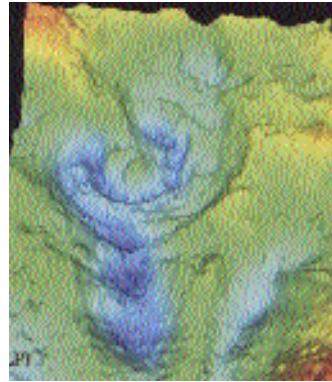


túloladalát 27 óra alatt érné el, és még ekkor is nagyságrendileg 100 m magas hullámokat vetne (Ward és Brownlee, 2002, McGhee, 1996 p.162). A partokon hosszú sávban található ilyenkor tengeri üledékterítés nyoma (lásd Illés 2003). Ilyenkor talán a barlangok, a tavak mélye és a szárazföldek belseje adják a legjobb menedéket. A talajra hullott por miatt a növényzet elpusztulhat, így a humuszképződés is megszűnhet.

A ma ismert, 172 bizonyítottan beccsapódási szerkezetből (57. ábra ill. 68. oldal) hetet mai sekélytengeri környezetben találtak, kb. 60 db. a mai (szárazföldi) felszín alatt található és valamennyi kontinentális kérgen helyezkedik el (részletesen lásd: Dypvik, Jansa 2003 és Gersonde et al. 2002).

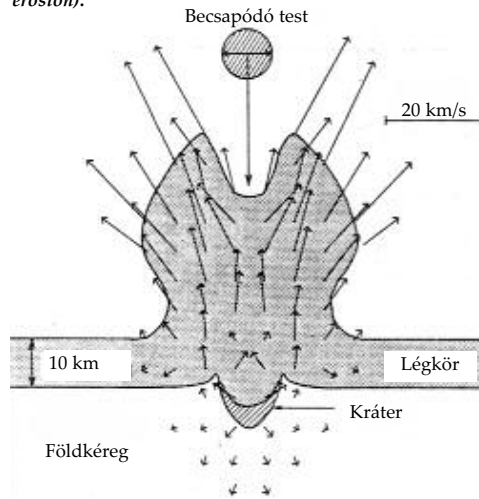
Valószínűleg sekélytengerben jöttek létre a következő kráterek: Montagnais (Skót-self, 45 km); 58. ábra), Mjolinir (Barents-tenger, 40 km), Chesapeake Bay (Chesapeake-öböl, 90 km). A napjainkban tenger és 1 km vastagságú mészkő üledékréteg alatt elhelyezkedő Chicxulub kráter a modellszámítások szerint eredetileg kb. 50 m mélységű sekélytengerben jött létre.

Jelenleg óceáni kérgen létrejött kráter nem ismert a Földön, ami egyrészt a Föld felszínének eme 2/3-áról alkotott igen hiányos ismereteinkkel magyarázható, másrészt az óceáni kéreg fiatal korával (kb. max. 150 millió év). Az ennél idősebb kérgen keletkezett kráterek már szubdukálódtak. Egy olyan beccsapódás ismert közvetve, mely óceáni kéreg fölött történt. Az Eltanin-beccsapódás (63. ábra) üledéknyomaira az Eltanin nevű hajó bukkant az 1960-as években. Később a tengerfenéken található magas irídiumtartalmú rétegek megerősítették a beccsapódás létét (részletes hivatkozások: Shuvalov 2003). A 2,2 millió évvel ezelőtti eseményt egy a becsapódások szerint kb. 0,5-2 km átmérőjű beccsapódó



64. A vastag mészkőréteg alatt fekvő Chicxulub kráter gravitációs anomáliaterképe (LPI)

65. Lent: modellszámítás egy beccsapódás légkört megbolygató hatására (O'Keefe és Ahrens 1982). A kráterből kilökött kis szemcseméretű törmelék nagy magasságra is eljut és onnan lassan ülepszik le a Föld felszínére. Ezek az elpárolgott test részben kicsapódott anyagából származnak. A mm-cm méretűek mikrotektonik formájában érnek földet, míg a kisebbek (mikrométeresek) hónapokig lebegve globális réteget hoznak létre felszínre érés után. A szilárd felszínen vagy vízben keletkező test tömege 10-100-szorosának megfelelő anyagmennyiséget lök ki a kráterből. A légkör magasba lökött része végleg eltávozhat (*impact erosion*).

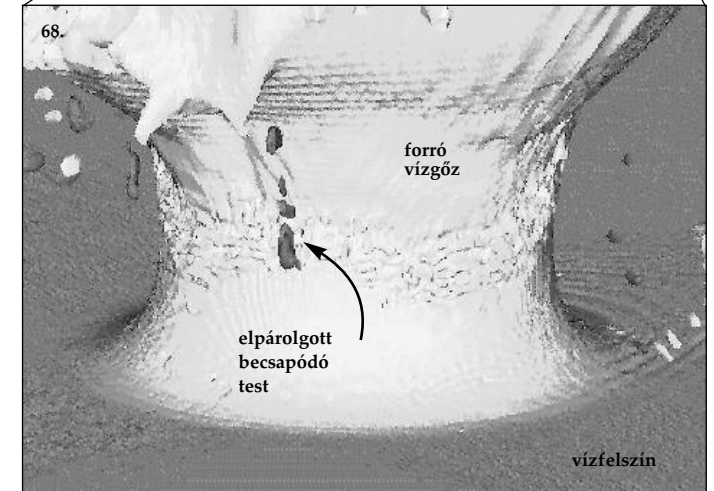
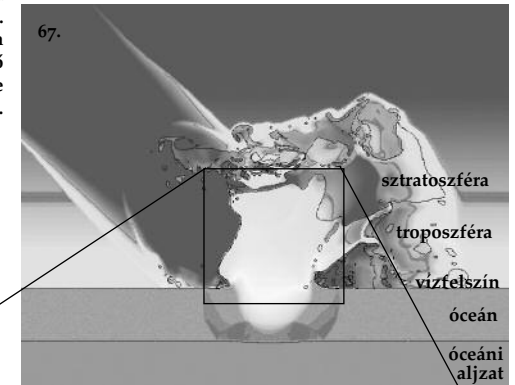
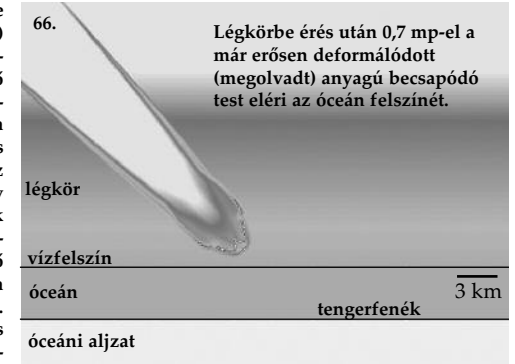


test okozta. Elképzelhető, hogy a test nem érte el az óceánfenék 4-5 km-es mélységét mert még előtte szétrobbant – kráternek (eddig) nem találtak nyomát, azaz a Tunguz-eseményhez hasonlóan nem hozott létre krátert.

66-67-68. Beccsapódás vízbe (modell)

1 km-es, 60 km/s-al közelítő, 45°-os szögben érkező üstökös vízbe csapódásának szimulációja (Sandia 1997). A beccsapódás után pár másodperccel az átmeneti kráter forró, nagy nyomású vízgőzzel telik meg, mely - 300-500 km³-nyi víznek megfelelő vízgöz - felfelé kivágódik a sztratoszférába.

A test elpárolgott anyaga és a kidobódott vízgöz ballisztikus pályán nagy területen szóródik szét világszerte. Elképzelhető, hogy a vízben illetve légkörben kiülepedő törmelék kétféle törmelékterítőt hoz létre.



IMPAKTITOK

Sokk metamorfózis

Impactites, shock metamorphism

A becsapódás alapvetően felszínközeli jelenség, így az ekkor keletkezett, a becsapódás hatására átalakult kőzetek csak vékony rétegben találhatóak. A becsapódás által érintett kőzetek együttes elnevezése: impactit. Felosztásuk szövetük, a sokk metamorfózis foka és összetevőik alapján történhet. A leggyakoribb impactitok az összetört, részben megolvadt darabokat tartalmazó impact breccsák. A kráter morfológiája mellett ezek jelenléte bizonyítja egy földtani szerkezet becsapódásos eredetét.

Az ütközés és az ekkor létrejövő kompressziós lökéshullám (*shock wave*) hatására rövid időre magas hőmérséklet (2000°C) és magas nyomás (10–500 Gigapascal) (1 GPa=10 000 atm) keletkezik, mely sokk-metamorfózist okoz. Egy-egy kőzetdarab többször is átélheti ezt az eseményt. Ha a nyomásviszonyok egy adott kőzetenél meghaladják az ún. Hugoniot rugalmassági határt (*Hugoniot elastic limit, HEL*), a kőzet maradandó elváltozásokat szenved (*residual shock effect*). Ez az érték a legtöbb ásványra és kőzetre 5–10 GPa. Az egyetlen természetes felszínközeli folyamat, mely során ilyen nyomás létrejöhethet, a nagsebességű (*hypervelocity*) becsapódás (Gucsik 2003).

Az *in situ* hatásokon túl a becsapódás akár az egész bolygó felszínére is elteríthet mikron méretű gömböcskéket (mikroszferulákat, tektiteket), a nagy nyomás hatására átalakult (sokk metamorfózist szenvedett) ásványszemcséket ill. a becsapódó test elpárolgásából származó platinacsoport-elemekben, így irídiumban vagy a tüzek miatt hamuban gazdag port. Légkör meglétekor ezeket a szelek is szállíthatják. Vizsgálatokkal olyan becsapódási eseményre is következtetni lehet, amelynek krátere azóta eltűnt (pl. óceáni kérgen képződött, és azóta a lemeztektonika révén a szubdukciós zónában alábukott, majd beolvadt az asztenoszférába).

A képződő impactitok tömegének nagyobb részét a célttest átalakult kőzetei teszik ki. A céltestből és a becsapódó testből képződött impactitok keveredhetnek is. A legmélyebbről kidobott anyagok nem a kráter végső mélységéből, hanem a tranziens kráter mélységéből erednek, melynek mélysége kb. a végső kráter átmérőjének 35%-a. A kidobott anyagok eredeti elhelyezkedésükhöz képest fordított rétegzésűek.

AZ IMPAKTITOK FELOSZTÁSA (IUGS SCMR 1996, Gucsik 2003, Stöffler és Grieve 2003 alapján, módosítva)

1. Egyetlen becsapódás hatására létrejött kőzetek

1.1 Proximális (*proximal*, közeli) impactit (a proximális törmelékterítőben előforduló kőzet)

1.1.1 SOKKOLT KŐZET Nem breccsásodott és nem is teljes mértékben megolvadt kőzet.

1.1.2 KŐZETOLVADÉK-BRECCSA (*impact melt rock*,

melt breccia) Olvadékmátrixban törmelékeket is tartalmazó kőzet. Orosz neve tagamit.

1.1.2.1 Felosztás *összetétele* alapján

- 1.1.2.1.1 Törmelékgyazdag (*clast rich*)
- 1.1.2.1.2 Törmelékiszegény (*clast poor*)
- 1.1.2.1.3 Törmelékmentes (*clast free*)

1.1.2.2 Felosztás *átkristályosodottsága* alapján

- 1.1.2.2.1 Üveges (tektitek, impact üvegek (*lásd: disztális impactitok!*))
- 1.1.2.2.2 Kristályos (hipokristályos, holo-kristályos)

A szilárd anyag akkor olvad meg, amikor a lökéshullám alól felszabadult kőzet hőmérséklete magasra emelkedik.

A nagyobb gravitációjú égitesteken azonos méretű kráterben több olvadék keletkezik, mint kisebb gravitációjú égitesteken.

A földi kráterekben található olvadékokkal kapcsolatban (pl. Sudbury) sok vita folyik arról, hogy azok a becsapódáskor olvadtak-e meg helyben (impact olvadékok) vagy utóvulkáni működéssel kerültek a felszínre, esetleg a becsapódás során lávafolyást is alkottak-e. A Ries-kráter esetén sikerült impact olvadékokra bukkanni (*impact melt flow*) (Osinski 2004). Hasonló folyásnyomokat már holdi és vénuszi kráterekben is megfigyeltek. (Az olvadékokról és üvegekről részletesen lásd: Dressler és Reimold 2001.)

60 GPa feletti nyomáson a teljes kőzetanyag maradéktalanul átolvad.

1.1.3 Impact breccsa (*impact breccia*) A legtopegesebb impactitok breccsák, amelyek állhatnak megolvadt és csak összetört kőzetek darabjaiból. A breccsa rosszul osztályozott és tömeges megjelenésű. Vulkáni megfelelőjük a piroklasztit breccsa. Legnagyobb darabjai a sánc közelébe kidobott megablokkok.

A becsapódáskor a kőzetek megolvadnak ill. szögletes darabokra törnek. Ha az olvadék gyorsan hűl le, amorf szerkezetű üveg keletkezhet. A törmeléklet a megszilárdult olvadék cementálja össze, ezzel breccsa keletkezik.

Litológia alapján a monomikt breccsa egyetlen fajta, helyben feldarabolódott kőzettípusból épül fel. A polimikt breccsa többféle, eltérő körülmények közt (pl. máshol) keletkezett kőzetet tartalmaz. Szövetük finomszemcsés mátrixból és törmelékiszegényből áll.

A klasztikus breccsa elsősorban különálló törmelékekből áll, az olvadékbreccsa (*impact melt breccia*)



69. Suevitbreccsa a Ries kráterből: a kőzettörmelékes mátrixban szabálytalan alakú sötét üvegdarabok úsznak.

alapvetően egybeolvadt kőzetekből áll össze. A holdi breccsákban lévő törmelékdarabok nagy része maga is korábban keletkezett breccsa, így gyakran kialakulhat a breccsa a breccsában szerkezet (70. ábra). A holdi breccsák nagy része a többszöri becsapódási esemény kővetkeztében polimikt szerkezetű (Meyer 1987, Stoffer 1980).

A kráter belsejében található **breccsalencse** (**kráterkitöltő breccsa**) törmelékekből és megolvadt kőzetek (*impact melt rock*) keverékéből áll; amelyre később még üledékek is települnek. Összetevői ballisztikusan, nagy szögben kivetett és a kráterbe visszahullt törmelék (*fallback*), megszilárdult olvadékdarabok, a magas kráterfalról, krátersáncról beomlott, nem metamorfizálódott és nem megolvadt kőzettörmelék, későbbi krátersánc-csuszamlással a kráterbe visszatért, korábban a sáncra kilökődött törmelék.

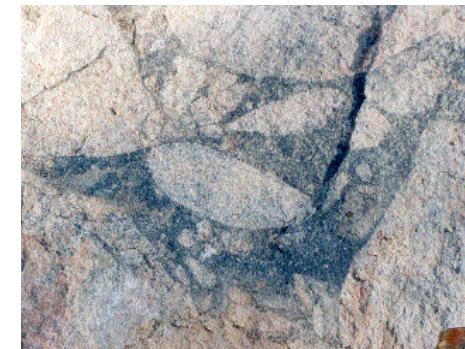
1.1.3.1 (Par)autochton (*autochthonous=authigenic*) breccsa: összetevői nem mozdultak el jelentős mértékben eredeti helyükről

Monomikt (*egy összetevőjű*) breccsa

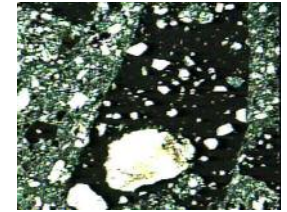
• 1.1.3.1.1 Kataklasztos (nyíró igénybevétel hatására, mozgási felületek mentén összetört szövetű). Általában sokk metamorfózis nem érte, csak mechanikusan összetört. A kráter alatti (par)autochton (kb. helyben maradó) területeken fordul elő vagy az allochton kőzetekben nagyobb törmelékdarabokban (megablokkokban)

1.1.3.2 Allochton (*allochthonous=allogenic*) breccsa. Összetevői eredeti helyükről elmozdultak.

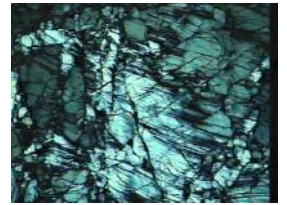
Polimikt (*több összetevőjű*) breccsa (egykomponensű célkőzet esetén értelemszerűen monomikt): A célkőzet különböző tartományából származó, különféle mértékű sokk metamorfózison átesett litikus törmeléklet és ásványszemcséket tartalmazó kőzet, mely elszállítottott és átkeveredett, majd lerakódott a



73-74. Pszeidotachilit breccsa: a sötét, megolvadt mátrixban úszó szilárd, részben szögletes, részben lekerekített (gránit-) darabokkal. Vaal folyó medre, Dél-Afrika (Vredefort), jobbra: polimikt olvadékbreccsa ugyaninnen (fotók: Hargitai H. 2003)



70. Breccsa a breccsában: a korábbi breccszilánkok beágyazva az újonnan létrejött breccsába (14305 sz. Apollo-14 minta, Hold, kőzetmikroszkóp)



71-72. Az anortozitok ősi terra kőzetek a Holdon. Kőzetmikroszkópos felvételek. A sokk becsapódás ütközéseinek hatására összetöredeztek. A sokk-metamorfózis szövet-átalakulás különféle szöveti jegyekben mutatkozik meg a bemutatott plagioklaszon: – hullámos kioltás (*undulatory extinction*) – ikresedés (*twinning*) – tördelt lemezek eltolódása (*Kink Banding*) (Bérczi 2001a)





75. Az Addams kráter a Vénuszon: törmelékterítője gazdag impakt olvadékokban, mely egy részén 600 km-re jutott a kráter-sánctól. (56,1° d, 98,9° k, Magellan C2-MIDR 60S093-202)



76. Suevitbreccsa (French 1998)

kráterben vagy körülötte, vagy telérek formájában benyomódott az alapkőzetbe.

Klaszikus mátrixú breccsa

• **1.1.3.2.1 Litikus breccsa** (*lithic breccia*, néha neve *fragmental breccia*): olvadékok nélküli, különböző erósséggel sokkolt polimikt kőzet- és ásványdarabokat tartalmazó törmelék. A Ries-kráternél helyi neve Bunte (=tarka, németül) breccsa, mely elnevezést más krátereknél is használják. Vegyesen tartalmazza az átütött rétegek kőzeit, ezen belül többet a mélyebbről, kevesebbet a felszínközeli rétegekből származók közül. Milliméterestől több méteres blokkokig (megablokk) mindenféle méretű darabokat tartalmazhat. Valószínűleg a proximális törmelékterítő és másodlagos kráterek kidobta törmelékek keveréke, melyet turbulens törmelékárak mozgattak. A Ries-kráternél közvetlenül a sánc külső részén található.

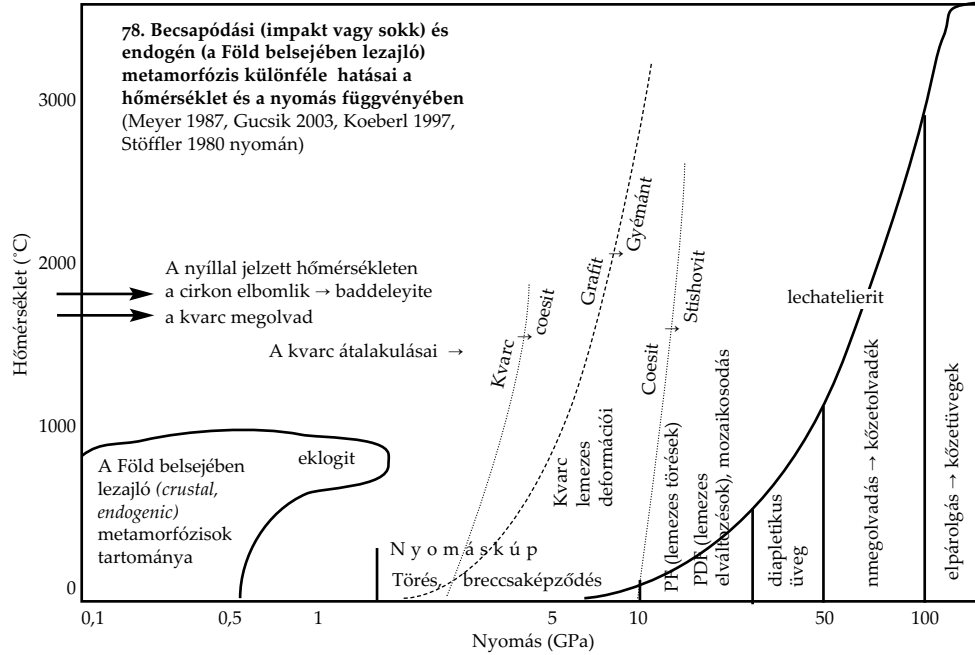
• **1.1.3.2.2 Suevit vagy suevitbreccsa** (*néha neve kevert breccsa – mixed breccia*) (69., 76. ábra) polimikt, (üledékes és kristályos) közettörmelék, ásványtörmeléket, valamint amorf (üveges) és kristályos olvadékdarabokat tartalmazó breccsa. Nevének eredete Svábföld latin neve [Suevia]; típushelye a Ries-kráter. Suevitbreccsa elhelyezkedhet a kráterben (krátersuevit: *crater suevit* vagy *fallback suevit*) vagy azon kívül (kidobott suevit: *Ejecta* vagy *fallout suevit*). Míg a hullott suevitben vannak „hőpajzs alakú” tektitek, a krátersuevitben értelemszerűen nincsenek. A suevit az erózióknak kevésbé ellenálló, jól faragható kőzet. A kidobott suevit vulkáni bombákhoz hasonló sötét üvegdarabokat is tartalmaz. A kidobott suevitet a Ries-kráternél világosbarnás színe és alakja miatt fláde-nak [téhénlepény] nevezik (tsz.: fláden). (Az elnevezést más krátereknél is használják.)

1.1.3.3 Dimikt (két összetevőjű) breccsa
Telérbreccsa

• **Impakt pszeudotachilit** (*-es breccsa*): (73-74. ábra) a kráter alatt lévő kőzetben telérekben található breccsa. Finomszemcsés mátrixban sokkolt és nem sokkolt ásványokat és közettörmeléket tartalmaz. Dimikt breccsának (két összetevőjű) nevezik. Jellemzői a sötét, sűrű megolvadt mátrixban levő lekerekített és szögletes alapkőzet-darabok. Először Shand (1916) írta le őket Vreddefortból. (Eredeti leírása szerint ez tachilit-szerű, telérekben előforduló, sötétszürke vagy fekete, afanitós (finomszemcsés) szövétű, vele éles határvonalban találkozó, különféle, lekerekített és szögletes zárványokat

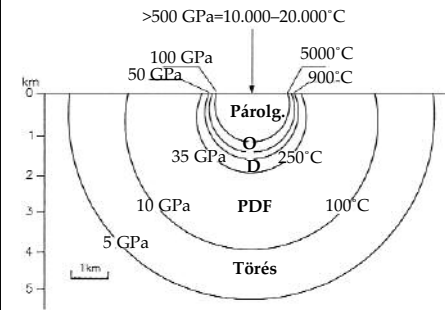
Kompressziós lökéshullám	Dekompressziós (<i>release</i>) hullám		
Összenyomás	Kiválás/közp. kiemelkedés	Átalakulás	Későbbi változások
Vetődések, törések			
Pszudotachilit	Allogén breccsa	Monomikt breccsa	
	Polimikt klasztikus br.		
0	1	10-100	>1000
Idő (másodperc)			

77. Impaktitok képződése a becsapódás különböző fázisaiban a Slate Island becsapódási breccsái példáján (Dressler, Sharpton 1997 alapján)



tartalmazó kőzet). A becsapódás alatt az ütközés keltette lökéshullámok hatására törésekben (esetleg szuper-törésekben – *super faults*) mint telérekben jön létre, ahová olvadék nyomul (vagy ahol olvadék keletkezik) és keveredik párhuzamosan létrejövő közettörmelékekkel. A törések villámcsatornához hasonlóan elágazók lehetnek (Dressler, Reimold 2004). Elméleti megfontolások szerint a vetődésekben sűrűlő olvadással (*friction melting – tektonikus pszeudotachilit*), „hagyományos” impakt olvadékként és/vagy sokkbreccsásodással keletkezik (Dressler, Sharpton 1997). A legújabb magyarázat szerint a becsapódás hője törések, és már meglévő inhomogenitások mentén, kaotikus, robbanásszerű módon, törések és sűrűlőds nélkül terjed, így pszeudotachilit a becsapódás pillanatától elsőként jön létre a breccsatispusok közül (Dressler, Reimold 2004). A Földön típuspéldái a 2,02 milliárd éves Vreddefort szerkezetből és Sudburyből is ismertek (Reimold 1995b, Dressler, Reimold 2004). Hegycsuszamláshoz kötődő, sűrűlődsos hővel keletkező pszeudotachilitteket írtak le több helyről, melyet *hyalomylonit*nek neveznek. A Ries-kráter pszeudotachilitjeinek helyi elnevezése *Explosionsbreccie* (Dressler, Reimold 2004). A becsapódásos pszeudotachilitteket keletkezésének mikéntjéről ma is vita folyik.

1.2 Disztális (distal, távoli) impaktit (a disztális törmelékterítőben vagy azon túl előforduló kőzetek)
1.2.1 Konszolidálódott disztális impaktit: impakt üvegek:
 • **1.2.1.1 (Impakt) tektit** (=megolvadt, görgölű): impakt üveg, amely földi becsapódások ballisztikus

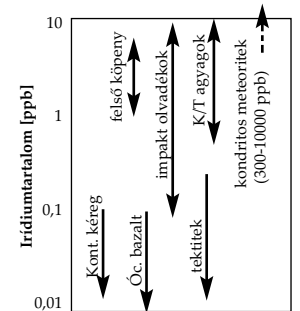


79. Egy kb. 20 km átmérőjű kráter zonális közzertartományai (*shock stage = shock facies = shock zoning; progressive impact metamorphism = prograde shock metamorfism*) a becsapódáskor fellépő maximális hőmérséklet ill. nyomásviszonyok függvényében alakulnak. (Párolg.: a kőzetek elpárolognak; O.: a kőzetek megolvadnak; D.: diapletikus üveg keletkezése; PDF: planáris deformációs jelenségek (lemezes elváltozások); T.: törések, rugalmas változások (Reimold 1995 nyomán)

kidobott („szétröccsent”), gyorsan lehűt olvadékcseppeiből áll, amelyek a proximális (közele) törmelékterítőn túl nagy területet beborító szórásmezőkben találhatók. Méretük cm-es vagy mm-es nagyságrendű tektitek. Utóbbi elnevezése mikrotektit, amelyeket általában mélytengeri üledékben lehet

A sokk metamorfózis fokozatai
2 GPa nyomásig jellemző a törés és breccsásodás, egyéb sokk-képződmények nélkül
2-10 GPa jellemző képződménye a nyomáskúp (*Shatter cone*).
3-25 GPa között mikroszkopikus deformációs jellegzetességek is kialakulnak pl. kvarcon és földpátokon
25-40 GPa nyomásnál egyes ásványok amorf üveggé alakulnak, polimorf alakokkal (pl. kvarcnál coesit) kísérve
35-60 GPa nyomásnál egyes ásványok, főleg földpátok megolvadnak. Az eredeti szövét erősen pusztul.
60-100 GPa nyomásnál az ásványok mind megolvadnak
100 GPa nyomás felett a kőzet elpárolog. Az ebből az kondenzálódott ásványokat csak újabban sikerült azonosítani (nanogyémántok suevit breccsában)

Platinacsoport (*platinum group elements - PGE*) (platinafémek): ruténium (Ru), ródiium (Rh), palládium (Pd), ozmium (Os), irídium (Ir), platina (Pt). Mindezek átmeneti fémek. Hasonló tulajdonságúak (nagy sűrűség, magas olvadáspont) a vas, kobalt és nikkel is. Mindezen elemek megtalálhatók a sudburyi ércekből és az Urálban. Kémiailag ellenállók. A platinafémek a földkéregben a ritka elemek közé tartoznak.



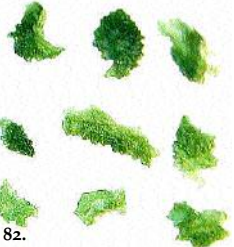
79b. Különféle földi és földönkívüli kőzetek irídiumtartalma (Montanari, Koeberl 2000)



80. Szénből álló „mikrosalak” (microslag) szerű 1–2 mm méretű mikrobreccsa-darabok (Rubielos de la Cérica) impakt szerkezet, Spanyolország) (Schüssler et al.)



81. A tektittekhez hasonló, de eltérő keletkezésű anyagok a Kilauea 1959-es kitéréséből származó vulkáni üvegszilánkok (Cas 1988)



82-83-84. Különféle formájú földi tektittek. Fent: zöldes-áttetsző moldavit tektittek (www.man.li)



83.

megtalálni. Egyes meghatározások szerint mikrotektit az 1 mm-nél kisebb tektit. Ritkán tíz cm-nél nagyobb üvegbombák is előfordulnak.

A tektit definíciója szerint 1) amorf üveg, 2) homogén kőzet- (nem ásvány-) olvadék, 3) sok lechatelieriét tartalmaz, 4) földrajzilag kiterjedt szórásmezőkben fordul elő (nem csak egy-két különálló helyen), 5) a disztális törmelékterítők része, nem fordul elő a kráterhez közel ill. impakt kőzetekben (pl. suevitbreccsában), 6) vízben és földönkívüli anyagban lehet szegény, 7) a célterület felszínén jön létre. Ha a fentiek közül egy vagy több feltételnek nem felel meg egy üveg, azt *impakt üvegnek* nevezhetjük (Montanari, Koeberl 2000).

Az impakt üvegek kémiai és izotóposztétele azonos a forráskőzetével. Ez a tulajdonsága jól használható a távolra jutó tektitknél a forráskráter helyének megtalálásában. Kormeghatározásukkal (⁴⁰Ar/³⁹Ar, K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb, fission track [hasadványnyom] stb. módszerekkel) a becsapódás időpontját adhatjuk meg megközelítőleg. Az impakt üvegekre jellemző a hólyagüregesség (*vesicular*), vagyis gázbuborékok keletkezése.

A becsapódásos vagy vulkáni eredetű, légkörben történő utazás után visszahullt apró üvegek szétrepülésükkor vették fel alakjukat. A tektit kifejezést mindenféle alakú földi példányra használják, néhány szerző beleérti a Holdról földre hullt becsapódásos vagy vulkáni eredetű példányokat is. A Földön kívül általában nem a tektit, hanem a *szerfula* (=gömböcske) szót használják a kidobott üveggömböcskékre. A Földön szerfulák, mikroszerfulák (apró gömböcskék) biogén, vulkáni, vagy sokféle egyéb abiogén módon is keletkezhetnek.

A vulkáni hamuban található, a kitéréskor hirtelen lehűlt és megszilárdult magmából kialakuló, sajátos alakú, hólyagüreges üvegtörmelékek neve **üvegszilánkok** (*glass shard*, *tachylite shard*, *phreatomagmatic glass shards*). A vulkáni üvegszilánkok általában a kitéréskor keletkező, egyre nagyobbra növekvő, majd kipukkanó gázbuborékok falának szilánkjai (ASH 2005). A földi vulkáni üvegek esetében a szerfula (*spherule*) szó üveggömböcskéket jelöl (szinonimája a *mikrotektit*), szemben a szögletes üvegszilánkokkal (*glass shards*), amelyek közül a 2 mm-nél kisebbek a hamu, a nagyobbak a lapilli tartományba soroltak (Worstell 1998).

A legismertebb holdi üvegek (hirtelen megszilárduló



84.

szilikátkötéscseppek – *glass droplets*) a gömb vagy súlyzó alakú milliméter nagyságú sárgás (*orange soil*), fekete és zöld (*green glass*) üveggömbök. Ezek képződését vulkáni eredetű (lávászökőkút) magyarázzák, mivel összetételük homogén, és nincsenek rajtuk nyomai sokk-metamorfózisnak.

Az impakt üvegek víztartalma a Földön sokkal kisebb (0,001–0,05 térfogatszázalék), mint a vulkáni üvegeké (0,25%). A vulkáni szerfulák összetétele homogén, míg a becsapódásiaké lehet heterogén is. Levine és munkatársai (2004) apró (<5µm), vasban gazdag szemcséket találtak egyes szerfulák felületén, ami arra utalhat, hogy vasmeteorit becsapódásakor keletkeztek.

A földi tektittek. A becsapódásos eredetű tektittek általában feketék, de némelyek – pl. a Ries becsapódás harmadidőszaki, homokos üledékéből keletkezett moldavitjai – áttetsző világoszödek. Alakjuk általában lekerekített, de található szögletes, vulkáni üvegszilánkhhoz hasonló is. A moldavitot színe miatt drágakőnek (korábban talizmánként) is használják – a Willendorfi Vénusz mellett is találtak belőle. Ezek a Ries távoli (szakadozott) törmelékterületének részét alkotják (Pierazzo et al.).

Alakjuk alapján a tektittek három nagy csoportba sorolják:

– **1.2.1.1.1 Gömb, könnycsepp, korong súlyzó alakúak (splash form).** Alakjukat a megszilárdulásakor forgó olvadékból nyerték.

– **1.2.1.1.2 Némelyek a légkörön történő áthaladáskor megolvadnak, és hópajzshoz vagy peremes gombhoz hasonló alakúak (aerodynamically shaped tektites) (főleg ausztrálázsiaiak)**

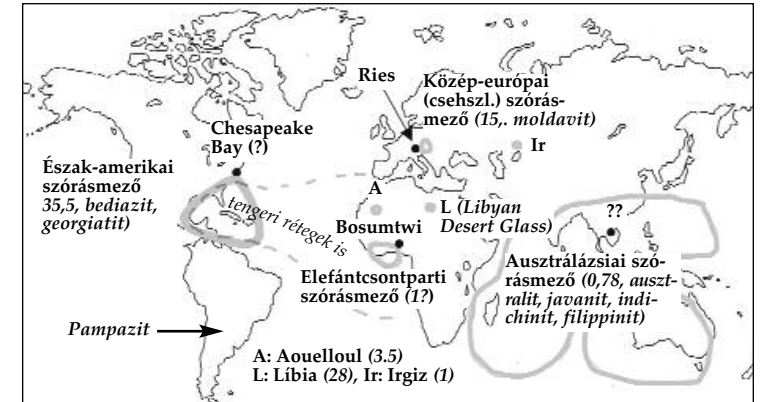
– **1.2.1.1.3 A Muong-Nong típusú tektittek réteges szerkezetűek (laoszi lelőhelyükről elnevezve).** Közöttük igen nagyok is találhatóak.

A tektitek nagy területen szóródnak szét. Az egy forrásból származó tektittek egy **szórásmezőben** (*strewn field*) találhatóak. A Földön csak néhány ilyen mező ismert (85. ábra). Ezek egy becsapódásból származó anyaga igen nagy területet borít be. Szórásmezők minden valószínűség szerint más égitesteken is megtalálhatók. A gravitációtól függően különböző méretű mezőket alkothatnak. Mivel más égitesteken a kráterek gyakoriak, az átfedő szórásmezők gyakorlatilag a teljes felszínt beboríthatják. Így lehetett a múltban a Földön is, különösen a nagy bombázás időszakában. De még ma sem ritka: az argentin Pampák utóbbi 10 millió év üledékét őrző löszrétegeiben 6 impakt üveg réteget azonosítottak (Schultz, Mustard 2004).

Az egyes földi szórásmezőkhöz külön kőzettani elnevezés (ásványfaj) tartozik. A Cseh-medencében moldavitnak nevezik a Ries kráterből kidobott zöldek tektittek (a Moldva folyóról). Az argentin pampán található, porózus löszből keletkezett impakt üvegek neve pampazit (Schultz et al. 2004).

Tektittek, a meteoritekhez hasonlóan magánkereskedelemben, gyűjtőkől is kaphatók.

Impakt üvegek általában csak a fiatalabb becsapódások körül találhatóak, mert az üveg geológiai időléptékek alatt nem stabil, átkristályosodhat és széteshet (a földi tektitek közül a legidősebb 35 millió éves). Ennek némileg ellentmondanak az ausztrál Hamersley-medencében és a dél-afrikai Barbertonban talált archaikumi szerfulák, melyek alakja megegyezik a tektitekével (Dressler és Reimold 2001).



85. Tektitek szórásmezői (*strewn field*) (zárójelben: kor [millió év], az adott mező tektit-fajainak kőzettani elnevezése) és a mezők feltételezett forráskrateri a Földön (Gucsik 2003 és Bagnol 1991 nyomán). A szórásmezők alakja és kráterhez képesti elhelyezkedése lehet ferdeszögű becsapódás vagy a zonális szelek szállításának a hatása.

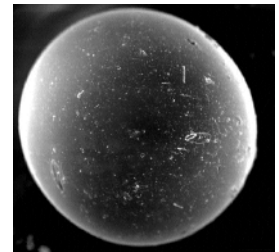
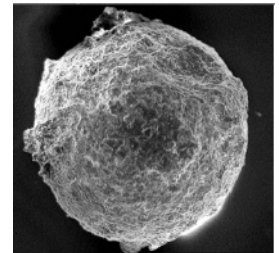
• **1.2.1.2 Mikrocrystit (microcrystit):** mikrotektszerű szerfula, mely valószínűleg elpárolgott kőzetek kondenzációjával képződött. Tengeri üledékben található, előfordulásuk korrelál irídiumban vagy más siderofil elemekben anomálian gazdag rétegekével (79b ábra).

1.2.2 Nem konszolidálódott disztális (távoli) impaktit

• **1.2.2.1 Impaktoklasztos hullástörmelék (impactoclastic air fall bed)** (párhuzamát lásd: airborne volcanic ejecta = tefra). Nagy területen, akár az egész égitesten a légkör által szétterített finomszemcsés üledék, mely a becsapódásból kidobott sokk-metamorfizált ásványokat és olvadékokat is tartalmaz.

• **1.2.2.2 Törmelék (nem sokkolt)**

2. Több becsapódási eseményen átesett kőzetek



86-87. Üvegszerfula (fent) és kristályos szerfula (lent) az Apollo-12 mintáiból. Mindkettő kb. 200 mikrométer átmérőjű. (Levine 2004)

88. Moldavit-lelőhelyek Csehországban, Németországban és Ausztriában (Bouska)



89-90. Különféle, V alakú, a lökéshullám hatására keletkezett mintázatok a Vredefort-kráter központi részéhez közel (Hargitai H. 2003)



91. Nyomáskúpok a Vredefort-kráter központi területén. A kráter alatt lévő, helyben maradt kőzetet teljes egészében átjárja az a mintázat, amelyet a lökéshullám hozott létre (Hargitai H. 2003)



92. Nyomáskúp (French 1998)

Impaktoklasztikus üledék: ballisztikusan kidobott majd leülepedett törmelék.

2.1 Nem konszolidálódott becsapódási törmelék (unconsolidated impactoclastic debris).

• 2.1.1 **Impakt regolit** Légkör nélküli égitesten jön létre. Finomszemcsés becsapódási törmelék. Beleértendő az a por, mely az évmilliárdokon át tartó állandó mikrometeor-bombázás hatására a felszín legfelsőbb rétegének felaprózódása nyomán keletkezett. A holdi regolit legfőbb, porra töredezett rétege – a *holdpor* – igen tapadóképes, amit az űrhajósok is tapasztaltak, mikor ruhájukra és felszerelésükre rátapadt.

2.2 Sokk hatására kőzetté vált impakt regolit (consolidated impactoclastic debris)

• 2.2.1 **Regolitbreccsa** (olvadékkal) (regolith breccia)
• 2.2.2 **Lítikus breccsa** (olvadék nélkül, csak kőzettörmelék) (lithic = fragmental breccia)

Az impaktitok néhány jellemzője

– **Nyomáskúp** (*shatter cone*) (89–92. ábra) Ez az egyetlen makroszkopikus méretű, sokkhatásra keletkezett szerkezet. Más rétegek a becsapódás szempontjából nem bizonyító erejűek, míg a nyomáskúp meglehetősen igen. Felszínük jellegzetesen sugárirányban szétágazó „lófarokszerű” mintázatot mutat. Egyedileg vagy csoportosan is előfordulnak. Egy-egy fókúpon gyakoriak a parazitakúpok is. Nyomáskúpok mindenféle kőzetet keletkezhetnek. A legszebben megőrzöttek finomszemcsés mészkövekben találhatók. Méretük milliméteres–méteres nagyságrendű lehet. A kúp a lökéshullám forrása, azaz felfelé mutat, és a becsapódástól távolodva a V alakú minta által bezárt szög növekszik („kinyílik”), ami a helyi nyomásviszonyok meghatározására is használható lehet (Gucsik 2003). Kialakulásuk magyarázata még nem teljesen kidolgozott. 1–6 GPa nyomásnál keletkeznek (Baratoux, Melosh 2003, további referenciákkal).

– **Sokk metamorfózist szenvedett ásványok** A nagy nyomás (a sáncon ill. a becsapódás központjában 20–1000 kbar: 2–100 GPa) és a magas hőmérséklet hatására az ásványok átalakulnak. Ehhez hasonló körülmények csak 75 km-nél mélyebben találhatók a Föld belsejében, így ezekre utaló felszíni nyom egyértelműen becsapódás hatására utal, vulkáni jelenségek nem tudják létrehozni.

A sokkhatás felismerése az űrkutatás hatására az 1960-as években történt meg, amióta általánosan elfogadott, hogy a nagy sebességű (*hypervelocity*) lökéshullámok (természetes úton) csak becsapódásos esemény hatására jönnek létre. Így a meteorittörmelék hiánya nem kizáró ok egy szerkezet becsapódásos eredetének bizonyításánál.

A sokkhatást szenvedett kvarcásványok polimorf módosulatai igen nagy sűrűségű kvarcváltozatok.

A **coesit** (>30 GPa) (2,93 g/cm³) csak >60 km mélységben keletkezhet endogén úton. Tektonizmussal kerülhet a felszínre. Coesit a Föld *felszínén* csak becsapódással vagy atomrobbantással keletkezhet.

A **stishovit** (>12–15 GPa) (4,23 g/cm³) képződése a modellek szerint 300–400 km mélyen történhet, így a felszínen csak becsapódásos kőzetben található.

Igen nagy, 50 GPa feletti nyomáson és 1700°C feletti hőmérsékleten kvarcból **lechatelierit** olvadékvány jön létre, ami a becsapódásos kőzeteken kívül egyedül

fulguritokban, azaz villámcsapás által közvetlenül ért talajból vagy homokból keletkező kőzetben található a természetben.

Gyémánt nagy mélységben (>60 km) jöhet létre, illetve kimberliten kerülhet a felszínre (pl. Dél-Afrika). Sokkhatásra a grafit gyémánttal alakulhat. Ilyenkor nanogyémántok keletkezhetnek.

A coesit segítette a Ries-kráter becsapódásos eredetének azonosításában. A Ries-kráterben nanogyémántot, 2–300 mikrométeres gyémántdarabkákat is találtak.

Az ásványokon a sokkhatás felismerése mikroszkópos vizsgálattal lehetséges, pl. lemezes (lamellás) elváltozási formák (*planar deformation features – PDF*) azonosításával. Ez az impaktitok legfontosabb azonosítási módja, ásványtani indikátora.

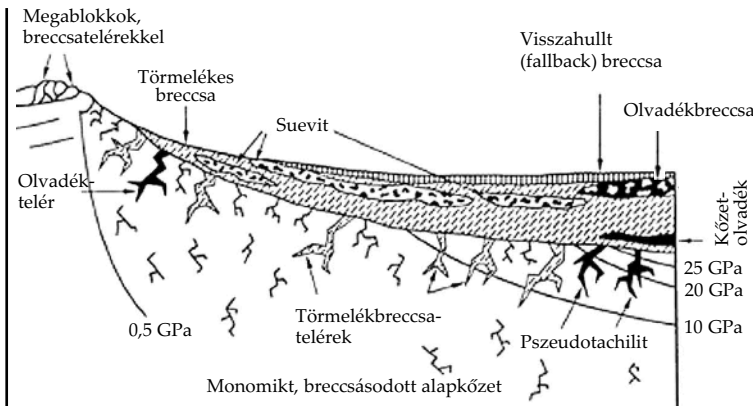
A szilikátásványok – köztük legkönnyebben a plagioklász – sokkhatásra pl. erős és szabálytalan hullámzó optikai kioltású lesz (71–72. ábra). A deformációs sávok a lamellás tartományok, melyek orientációja különbözik az őket tartalmazó kristályokétól. Ezek az eltérések a keresztávotottság és mechanikai ikresedés lehetnek.

35 GPa-nál nagyobb nyomáson (ill. a nyomás alóli felszabadulásakor) az ásvány nem olvad meg. Miközben kristályos szerkezetét megőrzi, optikailag izotróp (amorf) lesz. Ennek neve **diapletikus** („megszilárdult”) **üveg** (*diapletic glass*). Egy példa rá a plagioklászról átalakuló maskelinit (*maskelynite*).

– **A becsapódó test anyaga** A meteorikus testek légkörön történő áthaladáskor átalakulást szenvednek. Ha nem párolognak el, és elérik a felszínt darabjai, akkor a meteorittörmelék is megtalálható a keletkezett kőzettörmelékben.

A becsapódó test azonban gyakran teljesen elpárolog vagy egybeolvad a célkőzettel, esetleg később elmállik, így darabjai nem találhatók meg a kráterben. Ennek oka, hogy a becsapódás lökéshulláma a becsapódó testen is áthalad, s mivel ez van a központban, ez mindig a legerőteljesebb hatást szenved el: a nagy hőmérséklet miatt a másodperc törtrésze alatt elpárolog. Paradox módon a kisebb becsapódó testeknél maradhat meg belőle szilárd anyag, mivel a légkör lefékezi, így kisebb lesz a becsapódás energiája. Általában 40 méternél kisebb testek maradnak meg, melyek 1 km-nél kisebb krátert ütnek, azaz az ennél nagyobbaknál kicsi az esély meteoritdarabok megtalálására a kráterben. Földi körülmények között azonban ezek a darabok is hamar lepusztulnak, elmállnak. Légkörrrel rendelkező égitestnél a meteorit anyaga a légkörbe kerül por, ill. az elpárolgott test porra kicsapódott anyaga formájában. Ennek legfinomabb szemcseméretű frakciója ülepedik ki legkésőbb a légkörből, és emiatt ez lehet a legnagyobb elterjedéssel.

Ez az agyagfrakciójú réteg a **platinacsoport** **elemeiben** és köztük a legnagyobb sűrűségű irídiumban valamint más sziderofil („vaskedvelő”) elemekben (nikkelben és kobaltban) igen gazdag. Ez a földi becsapódások vizsgálatakor földönkívüli eredetre utal, mert a differenciálódott földkéreg (vagy más differenciálódott égitest kérge) szegény bennük, míg a kondritos, nem differenciálódott meteoritek gazdagok benne. A K/T határton ezen elemek koncentrációja négyszer akkora nagyságrendű, mint máshol a felszínen. Erre először



93. Egy idealizált egyszerű kráter felépítő kőzetek Koeberl (1997) nyomán. (A későbbi üledékképződés anyagai nélkül). Az átmeneti kráterben (eredeti kráterfenéken) lévő breccsák együttesen alkotják a breccsalencsét.

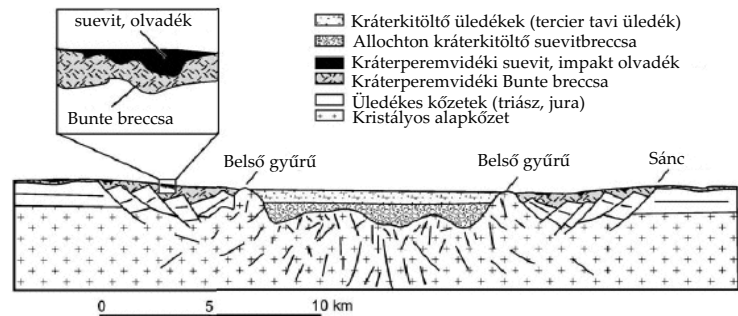
Alvarez és munkatársai (1980) kutatása irányította a figyelmet (típusfeltárása Gubbio, Olaszország)

Ugyanakkor a Föld mélye is gazdag bennük, pl. irídiumban, így hosszú időn át tartó erőteljes vulkáni tevékenység is létrehozhat ilyen réteget, de csak lokálisan. Nem minden becsapódás hoz létre irídiumgazdag réteget, ami a becsapódó testek eltérő összetételére utal. Az említett elemek a kőzettestben is előfordulhatnak, ha az elpárolgó becsapódó test beépül a breccsákba és olvadékokba (79b ábra).

Ahhoz, hogy a törmelék globálisan szétszóródhasson, O’Keefe és Ahrens modellszámítása szerint (1982) több hónapig a légkörben kell tartózkodnia.

A rétegek vastagságának és a tektitgyakoriságnak térbeli változása a kráter korabeli helyét is felfedheti: a becsapódástól távolodva a réteg vastagsága gyorsan csökken (McGee 1996 p.193, 201).

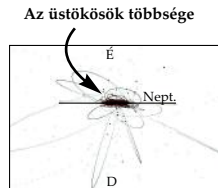
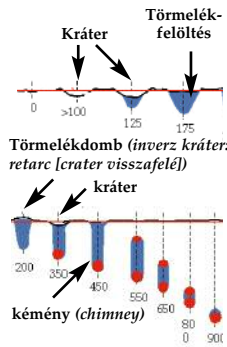
– **Hamu** A földi becsapódások esetén a becsapódás és a másodlagos hatások okozta tüzek a légkör által elszállított globális hamuréteget terítenek szét, ami a földtani rétegek széntartalmának vizsgálatával állapítható meg. Ez azonban nem feltétlen bizonyítéka egy becsapódásnak, mindössze globális vagy nagy kiterjedésű tüzek jelenlétére utal.



94. Egy valós példa a Földön: a Ries-kráter (Föld) metszete Osinski (2004) alapján

A KRÁTER ÉS TÖRMELEKTAKARÓJA ALAKJÁT BEFOLYÁSOLÓ TÉNYEZŐK

95. Csak akkor jön létre kráter alakzat, ha az adott energiájú robbanás meghatározott mélységben történik. Ha adott energiát hordozó test mélyebben robban, akkor nem kráter forma keletkezik. Ezt a különböző mélységekben eltemetett atombombák robbantása mutatja (Sublette 2001)



96a. 140 közelmúltban felfedezett üstökös pályája „oldalnézetből”. A vízszintes vonal a Neptunusz pályáját jelzi (30 CsE). Néhány kisbolygó – pl. 1999LE31, 2000DG8 – pályájának 90° nál nagyobb az inklinációja, azaz retrográd keringésű: a többivel ellentétes irányban kering.

A becsapódás annál erősebb hatást vált ki, minél nagyobb a becsapódó test mozgási energiája, amely tömegétől és sebességétől függ. Mivel a mozgási energia $1/2 mv^2$, már kis tömegű, de nagy sebességű testek is nagy energiát képviselnek. A becsapódó test mozgási energiája a robbanás okozta lökéshullám és hő formájában igen kis idő alatt felszabadul és továbbadódik a kőzetnek, majd a kilökött törmeléknek és egy kis része a légkörnek.

Az üttört kráter méretét befolyásolja a becsapódó test energiája (sebessége és tömege), a céltest gravitációja és a becsapódás helyének kőzetsűrűsége. Általában (kisbolygó Föld-típusú égitestbe csapódásokor) a lövedék méretének 20–30-szorosa lesz a kráter átmérője.

A test tömege (m) Mikroszkopikusultól a kisbolygó méretig bármekkora becsapódó test előfordulhat.

A test sebessége (v) A Naprendszerből érkező testek általában 10–60 km/s (40–200 km/h) sebességgel ütköznek a Föld naptávolságában (itt leggyakoribbak a kb. 20 km/s körüli értékek).

A becsapódáskor a két test relatív sebessége függ pályamenti mozgásirányuktól; becsapódás földrajzi helyének kerületi sebességétől és irányától. A bolygókkal vagy a céltessel azonos síkban azonos irányban keringő égitestek relatív sebességkülönbsége kisebb (pl. egyes kisbolygók egymáshoz vagy bolygókba csapódása), míg egy ezzel jelentős szöveget bezáró síkból (pl. Oort-felhőből) érkezők nagyobb lehet (96a ábra). Pályahajlástól függően a kisbolygók általában 15–25 km/s, az üstökösök kb. 60 km/s relatív sebességű becsapódásokat eredményezhetnek a Föld és a Hold esetében.

A Föld közelében saját pályamenti sebességéhez (30 km/s) a Naprendszerhez tartozó égitest esetén maximum 42 km/s adódhat hozzá, ami a Naprendszer szökési sebessége a földpálya mentén. Az ennél



gyorsabb égitestek kirepülnek a Naprendszerből vagy azon kívülre érkeznek. Így a Földet általában max. $30+42=72$ km/s sebességgel érheti egy becsapódás kivéve ha a Naprendszeren kívülre érkező vagy oda tartó égitesttel találkozunk. A sebességek vektorosan adódnak össze. Csak hiperszonikus (*hypervelocity*) (2–3 km/s-nél gyorsabb) becsapódás képes valódi kráterformálásra; a lassabbak csak egy egyszerű gödröt vájnak, ahol sem nagy nyomás, sem nagy hőmérséklet, sem lökés-hullámok nincsenek jelen.

A becsapódás iránya A kráter sugársávjainak helyzetét, a kivetődő törmeléktakaró alakját (és a kráter alakját is) *lapos szögű becsapódás esetén* befolyásolja a becsapódás iránya. A kráter csaknem mindig kör alakú; csak akkor lesz elliptikus, ha a becsapódás szöge kb. 5% alatti (Spudis 1996 p. 16). A becsapódások általában nem a felszínre merőlegesen, hanem ferde szögben történnek.

A becsapódás környezete A létrejövő kráter mérete számos paraméter függvénye: a becsapódás energiáján kívül meghatározó a gravitáció és a felszín anyagának tulajdonságai is. Ez különösen azoknál az égitesteknél bizonytalansági tényező, ahol kicsi a gravitáció, és anyának nem ismertek a tulajdonságai (pl. üstökös). Azonos energiájú robbanás esetén a legnagyobb kráter akkor jön létre, ha a gravitáció a domináns tényező. Ha a felszín anyagának összetartóképesége erősebb, kisebb kráter keletkezik. Porózus felszínen a becsapódás energiáját a felszín elnyeli ill. az anyag összetömrődésére fordítja. Itt kisebb átmérőjű és mély kráter keletkezik, minimális törmelékterítővel (pl. Mathilde kisbolygó).

A belső-naprendszerbeli kőzet- illetve a külső-naprendszerbeli kőzet-jég vagy jégkérgű égitesteken eltérő tulajdonságú becsapódásos szerkezetek jönnek létre. A marsi kráterek jellegzetessége a felszín alatti víz és megolvadt jég becsapódás hatására kifröccsenő lebenyes törmeléktakarók adják. Kemény ill. puha kőzet eltérő krátereket eredményez.

A felszín anyagának illóanyagtartalma a kráter törmeléktakarójának, sáncának és a központi csúcsnak az alakját egyaránt befolyásolja. Azon jégholdakon, ahol vékony kéreg alatt folyékony víz van, egy nagy kráter sokkal sekélyebb lesz (pl. Europa), mivel a víz izosztatikusan egyrészt kiemeli a kráter mélyedését, másrészt a nagyobb súlyú sánc alatt a vékony kéreg besüllyed.

Légköri jellemzők A légkör a sűrűségétől és a légkörön való áthaladás szögétől függően lassítja a becsapódó test sebességét. Sűrűbb légkörben a kisebb meteorikus testek egyáltalán nem jutnak el a felszínig, mert a légköri súrlódás miatt felizzanak és elpárolognak, vagy a ráneheződő légellenállás nagy nyomása miatt (több tíz GPa) még a felszín elérése előtt felrobbannak. A felszínre elért testek mérethatára adja a levágási határt (*cutoff size*).

A több darabra széttört meteorok egy nagy helyett sok kisebb krátert ütnek (szinkron becsapódás) vagy egyáltalán nem ütnek krátert, mert széttört kis

darabjaik már elégnek vagy szétszóródnak a légkörben (Vénusz, Föld, Titán). A légkörben felizzó testek anyaguktól (porozitás, mechanikai szilárdság, olvadáspont, összcementálódás) függően reagálnak a nagy hőmérsékletre és nyomásra. A kisebb testek teljesen el is párologhatnak felszínre érés előtt, ami légkör nélküli égitestben nem következne be. A kisebb testek közül a felszínre a légkör által „kiválogatott” összetételű testek érhetik csak el a légkörrel rendelkező égitestet. A légkör a kisebb méretű meteorokat jobban tudja fékezni, mert tömegükhöz képest nagyobb felületen érintkeznek vele. A legkisebb meteorikus testeket a légkör megakadályozza a felszínre elérésében. A néhány kg tömegű meteorikus testek a földi légkörben annyira lelassulnak, hogy kráter helyett csak gödröt ütnek. A magas illótartalmú meteoritok a felszínen gyorsabban lebomlanak.

A sűrű légkörben a kidobódó törmelék csak kisebb távolságra tud eljutni a légköri ellenállás miatt, így a törmelék legfeljebb a kráterátmérő 1–2-szereséig jut el. Ugyanakkor a felforrósodott légkör turbulens áramlásai felkavargatják, és messzebb vihetik a finom törmelékanyagot. A vénuszi kráterek morfológiáját a légkör magas hőmérséklete (470 °C) és sűrűsége befolyásolja.

Gravitáció Nagyobb gravitációjú égitestben adott energiájú robbanás esetén a törmeléktakaró kisebb területen terül szét. A kratersánc is alacsonyabb lesz, ezért a kráter itt sekélyebb. Minél nagyobb a gravitáció, annál kisebb krátermérettel jelenik meg a központi csúcs vagy a központi gyűrű.

A kisbolygók esetén a gravitáció egészen különleges eloszlású törmeléktakarót is létrehozhat. A szabálytalan („krumpli”) alakú és gyorsan forgó égitesteken ugyanis nem mindig a felszínre merőleges a nehézségi erő, ezért a kirepülő törmelék sajátos pályán mozoghat. Emellett a gyorsan forgó égitest elől haladó oldala több törmelékkel „söpör fel”, mint az átellenben lévő, követő oldal (pl. Azzura kráter kirobbant szikláinak aszimmetrikus eloszlása az Ida kisbolygón).

A becsapódás időtartama A kráter képződésének sebessége a méretétől függően pár tizedmásodperces – pár óráig lehet (1 km átmérőjű kráter pár másodperc alatt, 200 km-es 10 perc alatt jön létre). A szilárd céltárgyan keletkező felszültségek deformációk keretében percek alatt felszabadulnak. A Holdat a Föld anyagából kifröccsenő üstökösök a modell-számítások szerint néhány óra alatt zajolhatott le.

A robbanás mélysége (95. ábra) A becsapódásos krátereknél mindig az energiával arányos mélységben következik be a „robbanás”. Atomrobbantáskor lehet kísérletezni a robbanás mélységének változtatásával. A felszín feletti atomrobbantáskor a légköri lökéshullám mélyedést létrehozhat, de sáncot nem; minél mélyebben történik a robbanás, annál mélyebb lesz a kráter, de annál több törmelék hullik vissza és tölti fel; adott mélység alatt pedig már nem keletkezik kráter. (A különféle mélységű atomrobbantások során létrejövő alakzatokkal kapcsolatban lásd: Teller et al. 1968).

Ismert tulajdonságú becsapódó test alapján a létrejövő kráter méretének kiszámítása (a Barringer-kráter példáján). Az eredeti számítások atomrobbantások alapján készültek, ezért sokszor ma is kilotonna TNT egyenértékben fejezik ki a robbanás energiáját (Shoemaker 1983).

$$D_{kráter} = g \cdot \rho \cdot K_n \cdot E_{TNT}^{1/3.4}$$

A kráterátmérő kiszámítása, egyszerű kráter esetén. Komplex krátereknél szórótényező a kráterfal suvadása miatti módosulás.

$$r = [m] \cdot 40 \text{ m}$$

A becsapódó test sugara

$$\rho = 7800 \text{ kg/m}^3 \text{ (7,8 g/cm}^3\text{) (A Barringer-kráter Fe-Ni meteoritja esetén). A becsapódó test sűrűsége. Egy S típusú kisbolygó kb. 3,3 g/cm}^3$$

$$v = 20000 \text{ m/s}$$

A becsapódás relatív sebessége

$$\rho_t = 2300 \text{ kg/m}^3$$

A becsapódás helyén található felszín (kőzet, üledék) sűrűsége

A Földön kőzetek kb. 2,6 g/cm³

$$g = (g_{föld}/g_{céltest})^{1/6} \text{ (Föld: 1)}$$

$$g_{föld} = 9,8 \text{ m/s}^2 = 1 \text{ g}$$

Gravitációs korrekciós tényező

$$S_p = (\rho_a/\rho)^{1/3.4}$$

Céltömeg sűrűség korrekció, a Jangle U atomrobbantás helyszínén $\rho_a = 1800 \text{ kg/m}^3$ (1,8 g/cm³) alapján; $\rho_t =$ a becsapódás helyszínének sűrűsége

$$m = V \cdot \rho = 4/3 \pi r^3 \rho \text{ [kg]}$$

Becsapódó test tömege (térfigatás nélkül)

$$E_{kin} = 1/2 m v^2 \text{ [J=kg} \cdot \text{(m/s)}^2\text{]}$$

Mozgási energia

$$E_{TNT} = E_{kin} / (4,185 \cdot 10^{12} \text{ J/kT}) \text{ [kT]}$$

A mozgási energia átszámítása kilotonna TNT egyenértékre

$$K_n = 74 \text{ m} / (E_{TNT})^{1/3.4}$$

Empirikus korrekciós tényező

(Rekurzív) számítások a Barringer-kráterhez:

$$S_p = (1,8/2,3)^{1/3.4} = 0,93$$

$$m = 4/3 \pi 40^3 7800 = 2,61 \cdot 10^8 \text{ kg}$$

$$E_{kin} = 1/2 \cdot 2,61 \cdot 10^8 \text{ kg} \cdot (20000 \text{ m/s})^2 = 5,22 \cdot 10^{16} \text{ J}$$

$$E_{TNT} = 5,22 \cdot 10^{16} / 4,185 \cdot 10^{12} = 12470 \text{ kT}$$

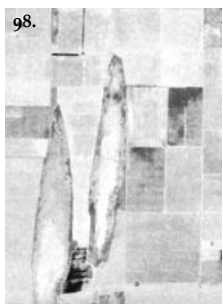
FERDESZÖGŰ BECSAPÓDÁS NYOMAI

ELNYÚLT ALAKÚ KRÁTER, LEPKESZÁRNY-TERÍTŐ

Elliptical crater, butterfly ejecta



97-98-99. Rio Cuarto kráterek, Argentína: az Északi-medence, a Csepp, az Ikrek, a Hold-csoport és a Tandem



Lásd még: szinkron becsapódás, krátermező (31. o.)

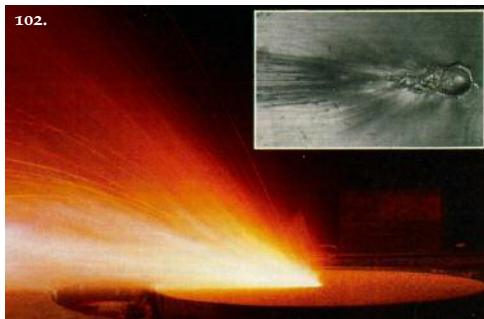
A becsapódás szöge kb. 30° felett (90°=vertikális) szinte biztos, hogy nem befolyásolja a kráter alakját: az minden esetben kör alakú lesz, mert nem a becsapódás ütötte lyuk, hanem a koncentrikusan szétáramló lökéshullám felelős a kráter keletkezéséért. Ezért a legtöbb esetben a kráter alakja alapján nem lehet megbecsülni a becsapódás szögét (Ai et al. 2005).

Elliptikus kráterek (*elliptical craters*) keletkeznek, ha a becsapódás szöge kisebb, mint kb. 6° és sebessége nagyobb mint 4 km/s (Melosh 1997).

Lepkeszárny-terítőjű kráterek Lepkeszárny alakú (*butterfly symmetry*) törmelékterítők a Marson és Holdon is találhatóak. A laposszögű (*oblique*) becsapódások ezen típusában a kráter maga



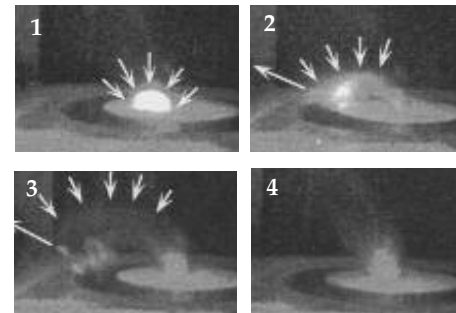
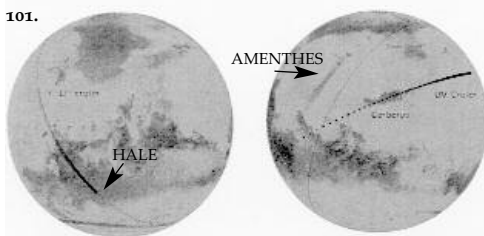
100. Emberek igyekeznek az egyik Rio Cuarto kráter központi csúcsa felé (*Sky and Telescope* 1992. ápr. 30. p.)



normális kerekded is lehet, de találtak elnyúlt alakú krátereket is. Ilyenkor a törmelékktakaró is aszimmetrikus, esetenként lepkeszárny alakú. A folyamatot még kevésbé értjük, ezért találkozhatunk azzal az elentmondással, hogy a laborkísérletekben a laposszögű becsapódás előre felé veti ki a törmeléket, míg a lepkeszárnyak oldalt helyezkednek el. A Vénuszon található lepkeszárnyhoz (259g ábra) hasonló törmelékterítők a légkör közreműködésével keletkezhetnek.

Előredobott olvadékok A laposszögű becsapódás pillanatában keletkező olvadékok és elpárolgott anyag még a krátermedencéből származó törmelék kidobása (a robbanás) előtt a becsapódás irányának megfelelően előredobódik és egy szűk sávban jelentős területet boríthat be. A Coriolis-erő figyelembevételével meghúzható olyan görbe, amely a laposszögű becsapódások irányát követve gömbi főkört alkot. A fiatal, elliptikus krátert létrehozó becsapódások előrevetített irányában található sötét üledék ilyen előredobott olvadéksáv lehet (*dark mobile materials*). Ilyen vizsgálatot végeztek a Mars esetében pl. a Hale kráterre, melynek antipodális részén elnyúlt sötét sáv az Amenthes nevű sötét terület (Schultz, Mustard 2004).

Laposszögű becsapódásnyomok a Földön Argentínában néhány elnyúlt depresszió található közel egymáshoz (Rio Cuarto-kráterek), amelyeknek keletkezését sokáig nem sikerült kielégítő módon magyarázni, mert az erózió és főleg a mezőgazdasági művelés megváltoztatta a természetes környezetet. Egy



102-103. Ferdeszögű becsapódás modellezése (Schultz, Mustard 2004) (5,5 km/s sebességgel 30° szögben becsapódó test). A becsapódás gömszimmetrikusan kiterjedő elpárolgott anyaga mellett megjelenik az előredobott olvadék és elpárolgott anyag is. Balra (102.) ugyancsak Schultz egy korábbi kísérlete, a becsapódás nyomával.

amatőr csillagász pilótának – aki naponta repült el a depressziók felett – jutott eszébe, hogy talán sajátos becsapódásnyomokról van szó. Elképzelhető, hogy egy nagy inklinációjú pályáról érkező test északról dél felé haladva a Föld légkörében szétrobbanva szinkronban több, elnyúlt krátert hagyott hátra. Ugyanakkor az is lehetséges, hogy az első becsapódáskor nem semmisült meg az egész test, és „felső” részének darabjai továbbrepültek és végigbombázták a felszínt egy néhány km széles sávban. Peter Schultz megvizsgálta a nyomokat, és kvarc nagy nyomású módosulatát találta a környéken, ami igazolta a becsapódásos eredetet.

Visszapattanó test (*grazing*) 5°-nál laposabb szögű becsapódás esetén, ha a légkör elég sűrű és a becsapódó test elég kicsi, a test megpattanhat a légkör felső részén és visszapattanhat a világűrbe, akár a kacsázó kavics.



104. Típuspélda elliptikus kráterre a Marson, Rodionova (2000) kráterkatalógusában. A Rodionova-féle marsi kráterkatalógus 19 ezer kráter közül összesen 97 db elliptikus krátert sorol fel.



105. Laposszögű becsapódás eredménye: 10 km hosszúságú elnyúlt, elliptikus kráter és lepkeszárny alakú törmelékktakaró (Mars, Viking, 039B13). Valószínűleg 10°-nál kisebb volt a becsapódás szöge. A becsapódó test valószínűleg több darabra szakadt, mert a kráter mellett egy hasonlóan elliptikus, de kisebb is látható hasonló lepkeszárny-törmelékterítővel (a képen balra) (lásd még: 259g ábra)



106. Kb. 1 km hosszú, elnyúlt, egyik oldalán hegyes szögben végződő mélyedés (kráter?) (Mars, 4,4° d, 10,1° ny, MGS MOC2-689)

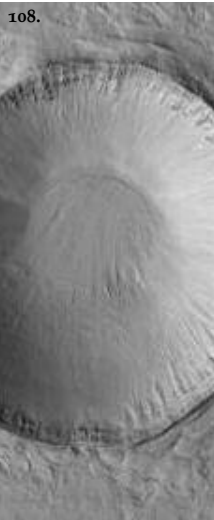
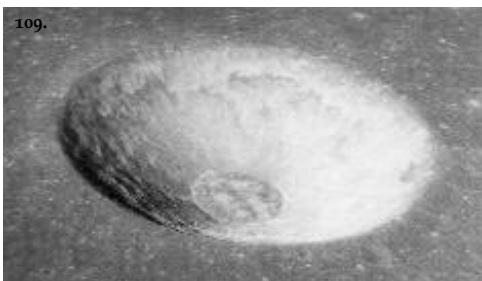


107. A laposszögű becsapódástól keletkezett, 11x8 km-es elnyúlt alakú Messier (jobb) és a 11x13 km-es Messier A (bal) kráter (Hold)

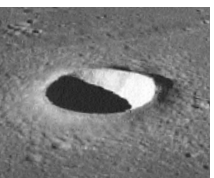
EGYSZERŰ (KIS) KRÁTER

Craterlet, simple crater, bowl-shaped crater

109. 8 km-es kráter a Holdon (Apollo AS10-29-4253)



108. 5 km-es kráter a Marson. MGS MOC2-1035, 36.2°É, 212.3°ny



110. Egyszerű kráter a Holdon (Apollo-kép)

111. A Niamh 4,4 km átm. egyszerű kráter az Europa jégkérgén ugyanolyan morfológiát mutat, mint a szilikátos égitesteken. Szerkezete szögletes, mint a Barringer-kráteré (21°É, 217°ny, 14E0027, Moore et al. 2001)



Egyszerű kis kráter minden szilárd felszínű égitesten található, ezek a legáltalánosabban előforduló kráterek. Tál alakúak, kiemelt sáncuk és néha sima, mély fenekük van. Komplex szerkezet nem található bennük.

Az egyszerű kráterek mérete kicsi, a Földön (alapközettől függően) max. kb. 3–6 km átmérőjűek; max. 5 km átmérőjűek a Ganymedesen és a Marson, max. 15 km-esek a Holdon. A komplex kráterekbe történő átmenet kritikus mérete (118. ábra) a gravitációval fordítottan arányos, azaz minél kisebb a gravitáció egy égitesten, annál nagyobbak lehetnek ott az egyszerű kráterek: a legnagyobbat eddig az Amaltheán találták (90 km átmérő) (Melosh, Ivanov 1999).

Ellentétben a komplex kráterekkel, az egyszerű kráterek mélysége szélességükkel arányosan növekszik. A Holdon mélységük átmérőjüknek a 15–20%-a (mélység:átmérő arányuk 1:5). A hasonló gravitáció ellenére a Ganymedes kőzet-jégholdon mélységük kb. 30– (McKinnon et al. 1986) –60%-al (Schenk 1990) sekélyebb, mint a Holdon.

A „tál” fenekén általában felhalmozódik a sáncról lejtős tömegmozgással lecsuszamló anyag, ami az eredetileg tál alakú aljzatot síkká vagy dombosdombossá teheti. Ezek azonban nem alkotnak teraszoz-

kat, mint a komplex kráterek esetén. Különleges esetben – pl. Eros – ugyanitt por gyűlhet össze, azaz ún. portócsa jöhet létre vagy a kráter keletkezésekor létrejött olvadék (Spudis 1996 p. 195).

A legismertebb egyszerű földi kráter a kissé szögletes alakú arizonai Meteor- (Barringer-) kráter (113. ábra), amely 1,2 km átmérőjű. 20 ezer éve egy, kb. 40–60 m átmérőjű, 30 ezer tonnás vasmeteorit ütötte.

Az egyszerű kráterek közelítőleg megőrzik a tranzienstörés kráter tál alakját és méretét. A tranzienstörés kráternek a túl meredek falából törmelék omlik le a krátergödörbe (breccsalencsét alkotva). A végső kráter átmérője a tranzienstörés kráterénél legfeljebb 20%-al lehet nagyobb.

A lecsuszamlott üledék alatt lévő kilökött és visszahullott törmelék a megolvadt kőzetekkel együtt alkotja az (allochton, elmozdult) breccsalencsét (*breccia lens*), amely részben feltölti az eredeti mélyedést (*crater-fill unit*). Ez alatt található a kráter valódi alja, mely a tranzienstörés kráteréhez képest jelentősen nem módosult.

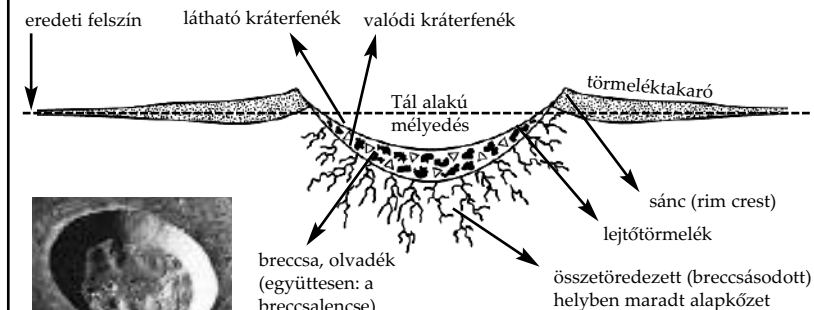
A kráter látható aljzata alatt található a parautochton (kissé elmozdult) kőzetek, amelyek inkább csak feltöredeztek, és nem olvadtak meg és nem is estek át sokmetamorfózison.

A kidobott anyag (*fallout ejecta*) távolabbra visszahullt része a kráter mélyedésén kívül alkot vékonyodó réteget: ez a törmelék-takaró (*ejecta blanket*). A törmelék-takaró, amelynek legvastagabb része maga a sánc, kb. 0,5–1 kráterátmérő távolságig húzódik, és általában (különösen friss krátereknél) a környezettől eltérő albedójú. A krátertől még távolabb, részben még a törmelékterítőben található a kidobott nagyobb törmelékdarabok létrehozta apró, másodlagos kráterek. Ezek eloszlása szabálytalan, néha láncokba vagy kisebb mezőkbe tömörülnek.

Kisbolygók kráterei A laza, néha szivacszerűen üreges belső szerkezetű kisbolygókon a nagyobb kráterek szokatlanul mélyek, mivel nem csak a robbanás-kor kirepült anyag hozza létre őket, hanem részben a felszín alatti üregek beszakadásával is mélyülnek (pl. a Mathildén). Mind a kis, mind a komplex, viszonylag friss kráterek belső lejtőjén jellemző a „csíkozottság”, mely a lejtős tömegmozgások nyoma (pl. Phoebe, Phobos, Eros).

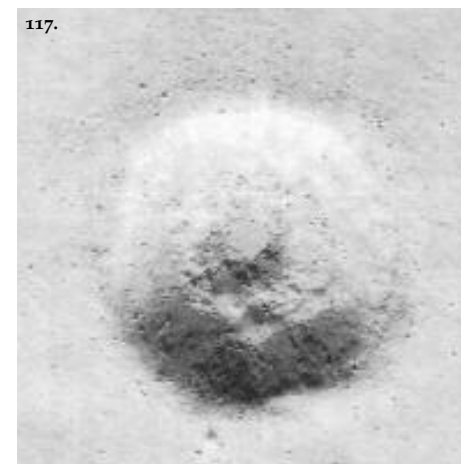


112–113. Egy marsi (40.1°É, 13.6°ny Cydonia) és egy földi (Arizona) 1 km-es, (talán korábbi törésvonalak miatt) szögletes kráter (MOC2-681/LANDSAT, PIA03212)



114. Csuszamlások által létrehozott anyag a kráterfenéken (Hold)

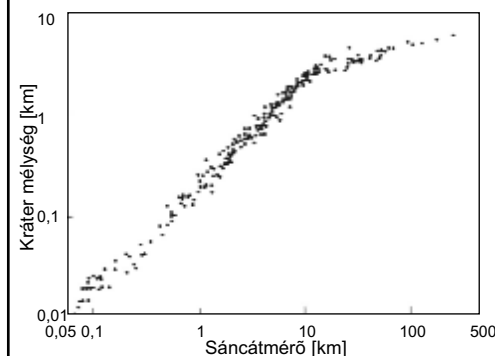
115. Egyszerű (kis) kráter metszete, egyes részeinek és benne található különféle kőzettípusoknak a feltüntetésével



117. Balra: A holdi kráterek belsejében is találunk olyan alakzatot, amelyet a becsapódás hője miatt megolvadt majd megszilárdult kőzet-tóknént magyaráznak (Spudis 1996 p. 195).



116. Különleges kráterbeli üledékek Eros (fenn): portócsa (pord): A becsapódások során az égitest finoman „megrázkódik” és a finom por frakció lassan a kráterek mélyében összegyűlik, emellett elektrosztatikusan töltött por vándorlása is közreműködhet kialakulásukban.



118. Mélység:átmérő arány a friss holdi kráterek esetén. Az átmenet 15 km-nél következik be a komplex kráterek felé (Greeley 1985 p. 98)



119. Egyszerű kráter a Marson, világos szélzászlóval

KÖZPONTI CSÚCSOS KOMPLEX KRÁTER

Central peak crater, Central peak basin,
Central uplift, complex crater



A komplex kráterek közül a legközönsége-
sebbek a központi csúcsos kráterek. A
becsapódás után sáncuk (*rim*) összeomlása
és aljzatuk (*floor*) kiemelkedése jelentősen átala-
kította őket. Az egyszerűből a komplex kráterbe
történő átmenet kritikus mérete (118. ábra) a gra-
vitációval fordítottan arányos. Alapvetően a kőzet-
anyag állóképessége és az adott égitest felszíni
nehézségi gyorsulása határozza meg a komplex
„összeomlás” elindulását (Melosh, Ivanov 1999). A
központi csúcsos kráterek kialakulása tehát alap-
vetően a helyi gravitációtól függ, de egyéb helyi
tényezők (kőzetanyag, a kéreg merevsége) is
befolyásolják.

A komplex krátereknek kiemelt sáncuk belső
lejtője meredek, néha teraszokkal. A sima kráterfe-
nek megsüllyedt, a középpontjuk viszont rugal-
masan visszapattanva (*elastic rebound*) kiemelke-
dett (*central uplift*), a felszínen központi csúcsot
(*central peak*) alkotva. Egynél több központi csúcs
(azaz központi csúcskomplexum) esetén összetett
összeomlott központi csúcsos (*collapsed central
peak*) kráterről beszélhetünk (Rodionova 2000).

Több kutatás foglalkozik az egyszerű → kom-
plex kráter átmenet (*central peak transition*)
mérettartományának meghatározásával és ehhez
kapcsolva a kráterek „eredeti” méretének (a
tranzienis kráter átmérőjének) kiszámításával.

Terminológia A Holdon lévő kráterek központi
csúcsát és kráter közelében található hegységek
csúcsát a kráter nevével és egy görög betűvel jelöljük
(kivéve: Mons Euler, ahol *hegy* nevet viselnek).

A KOMPLEX KRÁTER RÉSZEI

Lapos aljzat: a kráter feneke nem tál alakú,
hanem közel sík. A kráter mélysége nem nő
arányosan az átmérővel. 20–400 km átmérőnél
általában 3–6 km mélységűek (Melosh 1997). Az
aljzatot a becsapódás hőjétől átolvadtt (impakt)
kőzetolvadék borítja (*melt sheet*). Ennek összetétele
tehát az eredeti kőzetek keverékét adja. Mivel
újra kristályosodott, a becsapódás pontos korának
meghatározására alkalmas.

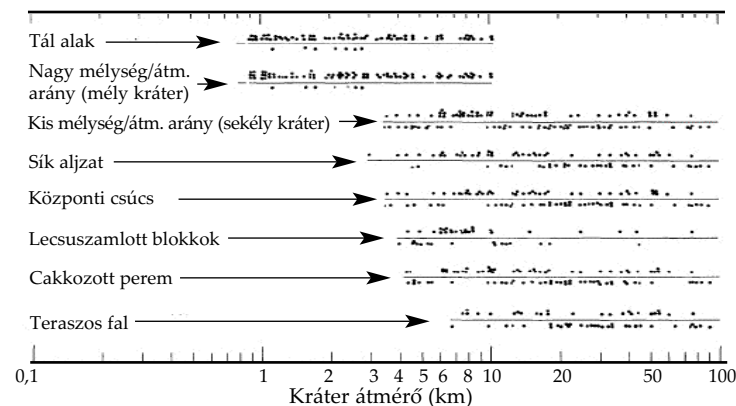
Központi csúcs (Központi kiemelkedés.)
(*Structural uplift*) (pl. 120., 129b ábra). A
becsapódásos szerkezetek központjában található
kiemelt blokkok csoportja.

Nagyobb energiájú becsapódás esetén gyűrűvé
„nyílik” (*peak ring*, Hartmann and Wood, 1971).

A központi csúcsot a sáncig a kráteraljzat **gyűrű
alakú síksága** (*ring depression; circular trough; rim
syncline; annular trough, annular basin*) veszi körbe,
melyet a visszahulló anyag vagy olvadék tölt fel.

A **központi csúcs keletkezése** A központi
kiemelkedést a robbanás lökéshulláma okozta nagy
nyomás megszűnte után a rugalmasan vissza-
pattanó (*elastic rebound*) aljzat hozza létre. A
lökéshullám (*shock wave*) központjához közel az
anyag visszafordíthatatlanul összetömörödik, de
elegendő távolságban már reverzibilis változás
játszódik le: az anyag így visszapattan eredeti
helyzeténél magasabbra.

A rugalmas visszapattanás okozta központi
csúcs megjelenése (*Central Peak transition*) a
gravitációval és a kéreg rugalmasságával van
kapcsolatban. A megfigyelések azt mutatják, hogy
minél nagyobb gravitációjú az égitest, annál kisebb
kráterátmérő mellett alakulhat ki a központi csúcs.
Földi gravitáción már egy 2 km-es átmérőjű kráter
esetén úgy „viselkedik” a felszín, mint a Holdon

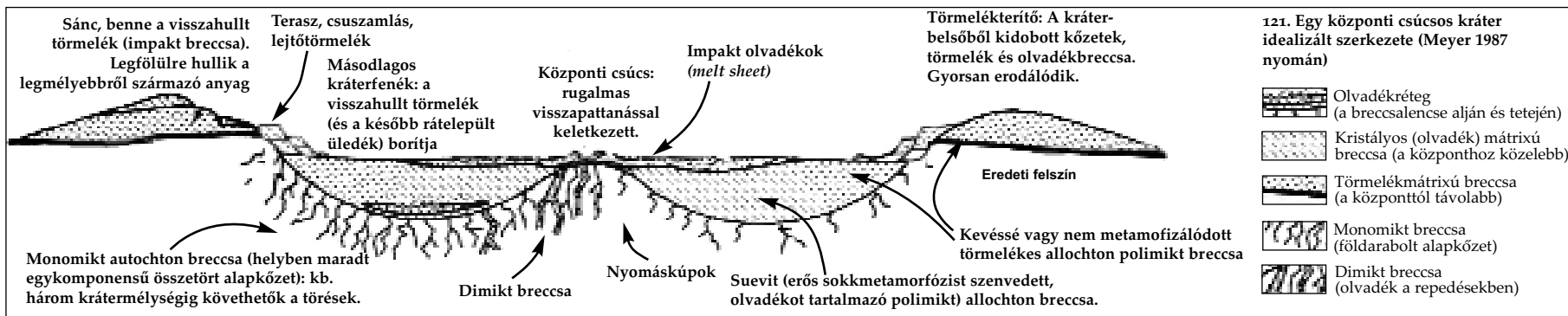
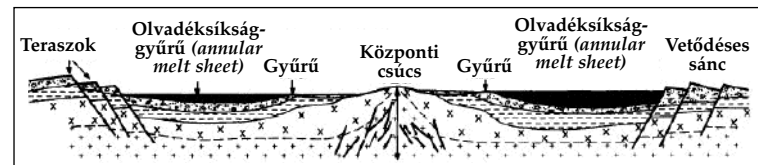


122. Különböző egyszerű és komplex kráterekre jellemző tulajdonságok összefüggése a krátermérettel a Marson, 230 friss kráter vizsgálata alapján. A morfológiai tulajdonságok jól láthatóan egy mérettartományban megváltoznak (egyszerű-komplex átmenet). Csak kis mértékben vagy egyáltalán nem módosítja a változás pontját a földtani alap is (az egyes vonalaktól felfelé: marsi síkságok, a vonalak alatt: marsi felföldek kráterei) (Pike 1980 alapján). A 4–10 km-es átmeneti mérettartományban mind egyszerű, mind komplex kráterek előfordulnak.

egy 15 km-es esetén. A kis méretű égitesteken az egészen nagy kráterekben sem alakul ki központi csúcs. Nem tisztázott még, hogy mi a pontos összefüggés a becsapódáskor felszabaduló energia, a gravitáció, a felszín kőzeteti, a létrejövő kráterméret és a központi csúcs megjelenése között.

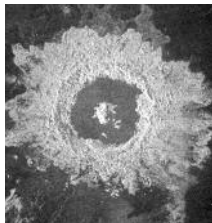
A Hold esetében 10–20 km mélységből kerül

123. Lent: Központi gyűrűs kráter metszete. A központi csúcs részleges összeomlásával belső gyűrű keletkezhet (Reimold és Gibson, 1996)



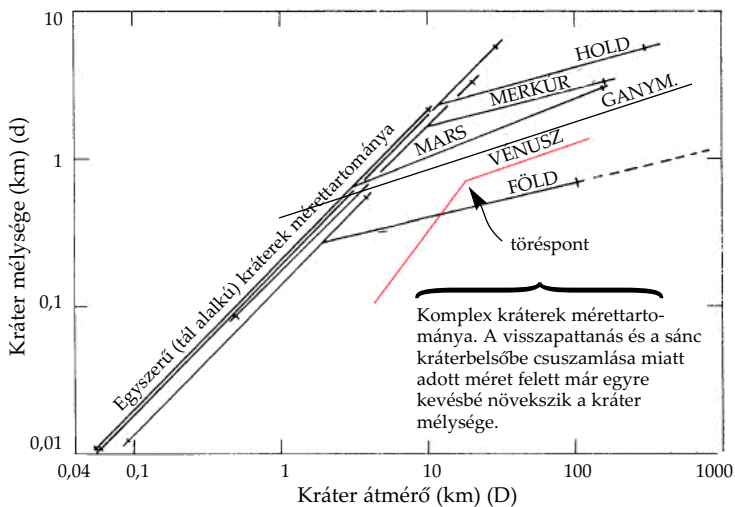


124. A csúcs árnyékából láthatóan kettős központi csúcsú kráter (Merkúr, Mariner-10, Mve 032.005)



125. Saskia kráter (37 km) (Vénusz, Magellan)

126. Kráterek mélység/átmérő (d/D) szerinti mérettartományai. Az ábra bal részén látható egyenesen találhatók az egyszerű, tál alakú kráterek. A görbe lefutása megváltozik, amint a kráter komplexsége válik: itt a mérettel kevésbé változik a kráter itt már nem tál alakú, hanem sík aljzatának mélysége. Az átmenet a két típusú görbe között a töréspont. Látható, hogy egy darabig ennél nagyobb méretben is találhatók még egyszerű kráterek, azaz a töréspont környéki méretben mindkét típusú kráter előfordulhat. (Vénusz: Cochrane 2003 alapján, Ganymedes: Schenk, 1990; többi égitest: Pike 1980 alapján [az egyes görbékre hivatkozások a cikkekben]). A töréspontok (d/D görbe megváltozása): Föld: 1,9 km; Vénusz: 13 km; Mars: 3,1 km; Merkúr: 9-10 km; Hold: 12 km



perc alatt (Vredefort, Dél-Afrika (200 km átmérőjű kráternél): kb. 1/2 óra.). A maximális magasság elérése után a („tranzien”) központi kiemelkedés a gravitáció hatására részben visszasüllyed és összeomlik, így eredeti (átmeneti) magasságánál alacsonyabb lesz.

A rétegiemelkedés végső **magassága** (h) (az eredetileg legmélyebben fekvő, most felszínre került réteg elmozdulása) a tapasztalatok alapján $h = 0,06d^{1,1}$, ahol d a kráter átmérője (pl. Gucsik 2003). Ugyanez megfeleltethető $h=0,1D$ -nek, ahol D= a végső kráter átmérője (vagyis a kiemelkedés magassága kb. a kráterátmérő 10%-a). A gyors és nagy magasságra történő kiemelkedésben szerepe lehet a gyors rezgések által a sűrűldést csökkentő akusztikus fluidizációnak is (Melosh, Ivanov 1999).

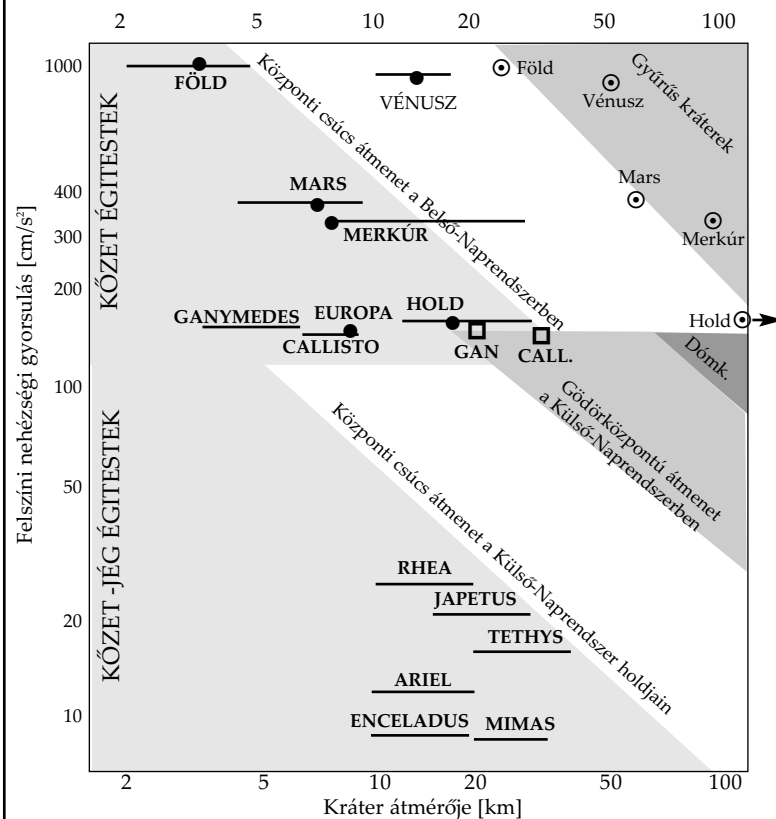
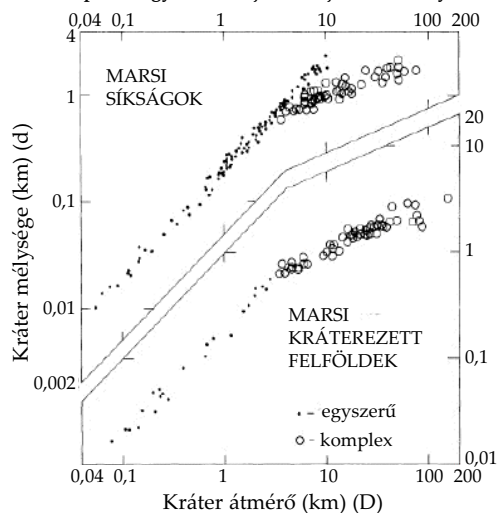
A csúcskomplexum (*peak complex*) **átmérője** a Föld-típusú bolygók esetén a kráter átmérőjének kb. 22%-a (Melosh 1997).

Ahogy a kráter mérete növekszik, a központi kiemelkedést felváltja egy bonyolultabb, gyűrűkből álló szerkezet (központi csúcsos kráter → központi csúcsos medence → csúcsos és gyűrűs medence).

Csuszamlás. A sáncanyag a kráter belseje felé omlása. Sokszor törések mentén történik és teraszokat hoz létre.

Teraszos fal (terraced wall): A kráterfal a tranzien kráterben túlságosan meredek, a nagyobb krátereknél pedig túl magas is, így instabil.

127. Egyszerű és komplex kráterek átmérője (D) és mélysége (d) különböző marsi területeken (Pike 1980 alapján). A krátertípusok egyik fontos jellemzője a d/D arány.



- központi csúcs megjelenése
- ◻ központi gödör megjelenése
- ⊙ központi gyűrűs kráterek kialakulása
- központi csúcs ill. komplex kráter megjelenése
- ◻ Egyszerű kráterek zónája
- ◻ Csúcsos kráterek zónája
- ◻ Gyűrűs / gödrös kráterek zónája
- ◻ Dömközpontú kráterek zónája

Az átmenet határai

- (központi csúcs megjelenése):
- Föld, kristályos kőzet 4 km* (5 km**)
 - Föld, laza üledékes kőzet 2 km* (3 km**)
 - Vénusz 16* km (8 km)
 - Merkúr 7 km**
 - Mars 7 km**
 - Europa 6 km*
 - Hold 15 km**
- (*Moore et al. 2001, **Melosh, Ivanov 1999)

128. A kráterek központi csúcsának ill. központi gödrének megjelenése, ill. az egyszerű kráter és komplex kráter közötti átmenet hozzávetőleges „idealizált” határa a Belső-Naprendszer kőzet- és Külső-Naprendszer jeges felszínű égitestjein. A külső-naprendszerbeli adatok McKinnon, 1986 alapján, a belső-naprendszerbeli adatok Pike, 1980 alapján, a Vénusz adata Cochrane, 2003 alapján (további részletes hivatkozások az említett cikkekben) A gyűrűs kráterek adatait lásd a *Duplagyűrűs kráterek* fejezetben (23. oldal). A ferde feliratok sávja az idealizált, gravitációval inverzen arányos összefüggés sávját mutatják. Az átmenet az egyes égitesteken ettől a felszíni sajátosságok miatt eltérhet. A Földön bizonyos, hogy eltérő kőzetben eltérő méretnél jelenik meg a központi csúcs, ami a gravitáció mellett a *felszíni* kőzet tulajdonságainak fontosságára utal. A fenti ábra tehát csak az összefüggés egy részét mutathatja.

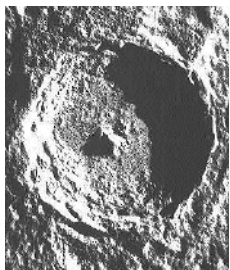
Csúcsok és gyűrűk megjelenése

	Föld	Mars	Hold
g [cm/s^2]	978	372	160
c . peak:	>1-3	>8 (-30)	>50
p . ring:	20-25	100-300	100-300
m . ring:	100 ?		300-600

c . peak: közp. csúcs: min. átmérője [km]

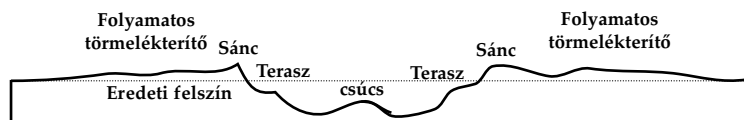
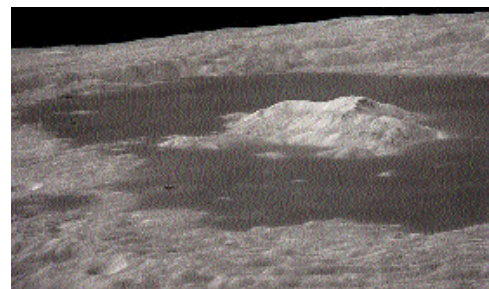
p . ring: közp. gyűrű ($peak$ ring) átmérője [km]

m . ring: Többgyűrűs medence átmérője [km]



129. Hold, Tycho (85 km), 108 millió éves „fiatal” kráter (Lunar Orbiter IV, 125M)

129b. Hold, Ciolkovszkij (180 km), központi csúcsos, lávával részben elöntött kráter (Apollo-15 as15-91-12383)



130. Egy központi csúcsos kráter (16 km, 12.8° é 83.8° k, Mars) metszete háromszoros magassági torzítással. A kráter kb. 1 km mélységű, a központi csúcs kb. 300 m-re emelkedik a kráteraljzat fölé. (MGS MOLA) (Matias et al. 1999)

A stabilitás eléréseig az eredetileg meredek fal anyaga a gravitáció hatására lecsúszik. Ezen csuszamlások miatt a kráterfal sokszor lépcsős, azaz teraszos szerkezetű lesz. Ezzel a folyamattal a kráter átmérője (sáncgerinctől sáncgerincig) az eredeti, átmeneti kráter átmérőjének akár 60%-ával is nagyobbra nőhet (Melosh 1997).

Törmeléktakaró (lásd a törmeléktakaró fejezetben!)

Jeges égitestek komplex kráterei A központi csúcsos krátereknél nagyobb kráterek a csúcsgyűrűs kráterek ($peak$ ring), majd a gyűrűs medencék, ahol a központi csúcs eltűnik.

A jég-kőzet holdakon a központi csúcs kategória után a kráter növekedésével a központi gödrös kráterek következnek (McKinnon et al. 1986).

A jég-kőzet holdakon a komplex kráterek kisebb átmérőnél jelennek meg, mint az azonos gravitációjú kőzetégitesteken, ami a jég szilikáttól eltérő tulajdonságaival magyarázható.

A Ganymedes és a Callisto kőzet-jég holdak komplex kráterei 60-70%-as sekélyebbek, mint a hasonló gravitációjú, de jeget nem tartalmazó anyagú Holdéi. Ez valószínűleg nem a későbbi relaxáció, hanem a kráteraljzat erőteljesebb visszapattanásának hatása (Schenk 1990). A jeges holdakon a sánc suvadás csak nagyobb méretnél indul meg, mint a megfelelő gravitációjú kőzetégitesteken. (Schenk 1990).

A még nagyobb medencék többgyűrűs szerkezetének kialakulásában a helyi földtani-szerkezeti viszonyoknak van szerepe inkább, mint a gravitációnak (Melosh 1997).

SÍK ALJZATÚ KRÁTER

FALLAL ÖVEZETT SÍKSÁG

Flat floor crater, valled plains, wallebene (*németül*), vallová rovina (*csehül*)

A sík aljzatú kráter (fallal övezett síkság) nagy, feltöltött vagy fel nem töltött, sík aljzatú kráter. *Fallal övezett síkság* elnevezésüket a holdmegfigyelő amatőrcsillagászok használják. A fallal övezett síkság kategória esetleg megfeleltethető Barlow és Bradley (1990) marsi *flat floor crater* (*pristine*) osztályának.

Ez a komplex vagy összetett kráterek egyik csoportja, amely átmenetet képvisel a központi csúcsos komplex kráter és az egyszerű, tál alakú kráter között: már mutatják a komplex kráterekre jellemző sík aljzatot, de nincs központi csúcsuk. Jellemzőjük lehet a suvadások miatt csipkézett fal (*scalloped wall*).

A Holdon 20-40 km átmérő közti krátereken még nem látható teraszos fal és központi csúcs, de aljzatuk már sík, és sáncuk csipkézett. A Marson átmérőjük 50-70 km közötti.

A központi csúcs nélküli sík aljzat megjelenése a kéreg merevségére utalhat. A képlékenyebb kőzetekből álló felszínű égitesteken lehetséges, hogy a komplex kráterekben sokáig azért nem jelenik meg a központi csúcs, mert az anyag nem elég merev ahhoz, hogy visszapattanjon.

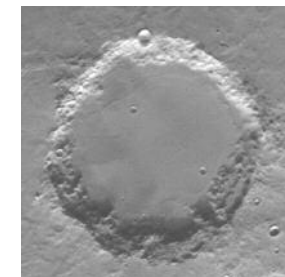
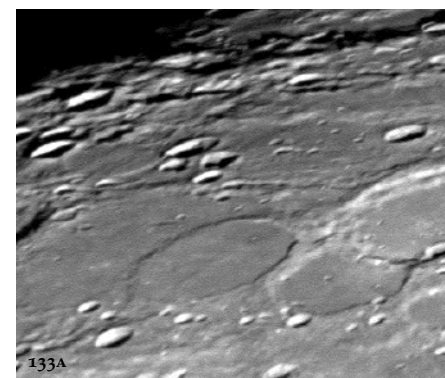
Az ilyen kráterek megkülönböztetendők azon egyszerű vagy komplex kráterektől, melyet később



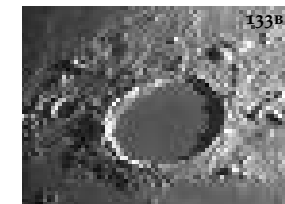
132. A 17 km átmérőjű, lapos aljzatú Bessel kráter, aljzatán csuszamlásnyomokkal és kisebb kráterekkel (Bessel kráter, Mare Serenitatis, Hold, Apollo, AS15-9328)

töltött fel üledék (láva, por stb.) és így tűnt el központi csúcsuk és/vagy alakult ki sík aljzatuk.

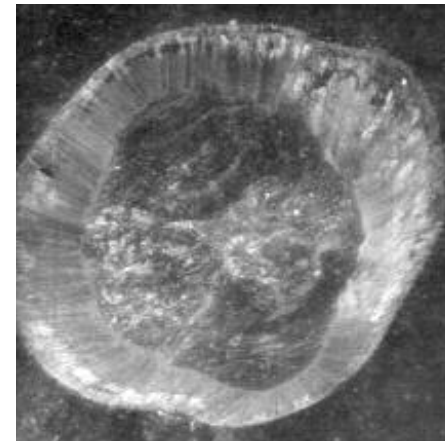
A Wild 2 üstökösmaçon észlelt sík aljzatú kráterekről lásd a 28. oldalt!



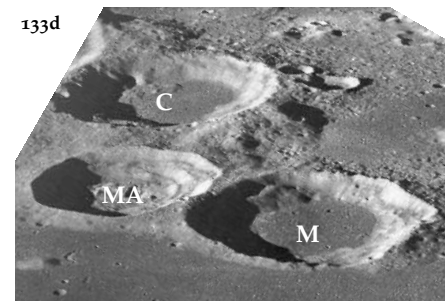
131. Sík aljzatú kráter (Mars)



133a és 133b: Sík aljzatú kráterek a Holdon. Fenn: a Wargentín kráter (84 km, 50° d, 60° ny) belsejét láva töltötte fel. Hasonlóan lávafeltöltés miatt sík a Plato kráter aljzata is (lenn, távcsöves felvétel)



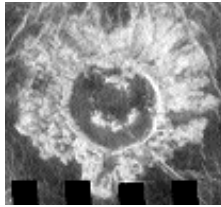
133c: A sík aljzatú Dawes kráter a Holdon



133d: A sík aljzatú kráterek a Holdon
C: Colombo A
MA: Magelhaens A
M: Magelhaens
Apollo-8 felvétel (as08-13-2225)

KÖZPONTI GYŰRŰS KRÁTER/MEDENCE ÉS PEREMI GYŰRŰS KRÁTER

Central ring crater, two-ring basin, doubling ring crater / basin, central ring basin, peak ring crater, complex crater with internal ring, ring of mountains; peripheral peak ring crater; duplagyűrűs kráter, központi gyűrűs kráter (medence)



Lásd még: központi csúcsos, központi gödrös kráter

A központi csúcsos és gyűrűs (*peak-plus-ring* vagy *transitional*) krátereknél még megvan a központi csúcs, de már látható egy ezt körülvevő kiemelt, a sáncon belüli gyűrű is. A gyűrű és a központi csúcs között – az adott krátertől függően – medencegyűrű /árokgyűrű /olvadéksíkságggyűrű (*annular basin, annular trough, annulus melt sheet*) található (pl. Montagnais kráter, Föld, 58. ábra). Az ennél nagyobb alakzatoknál a csúcs eltűnik, és csak a gyűrű marad meg, mely így – a sánccal együtt – dupla gyűrűt képez.

A **központi gyűrűs** vagy más szóval **duplagyűrűs krátereket** egy külső, törmelékekből álló sáncgyűrű és egy belső, a kráter sík aljzatán található, csúcsokból és gerincekből álló gyűrű (*peak ring*) (Hartmann and Wood, 1971) jellemzi. A belső gyűrű általában nem folyamatos, inkább gyűrű alakban elhelyezkedő csúcsok láncolata. Olyan szakaszai is előfordulnak, amelyek folyamatos gerincként tűnnek (Bach, Merkúr, 137. ábra), de legtöbbször a gyűrű valahol megszakad. Csúcsokból állónak tűnik azonban egyes nagyobb, erodált, lávával elborított kráterek sánca, azaz kráterpereme is, így lehet, hogy eredetileg, kialakulása után a csúcs-gyűrű a sánchoz hasonlóan folytonos volt.

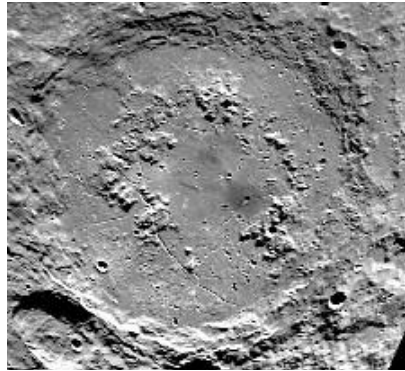
A központi gyűrűs kráterek átmeneti formák a központi csúcsos kráterek és a körkörös (többgyűrűs) medencék között a kőzet-égitesteken. A jég-kőzet holdakon vagy jeges égitesteken nem találtak csúcs-gyűrűs krátert; ott a központi csúcsos kráterek után központi gödrös kráterek következnek, ami, ha úgy vesszük, szintén egy gyűrű megjelenése egy központi alakzat körül. Gyűrűk a központi csúcs összeomlásával vagy tektonikus módon jöhetnek létre.

A központi csúcs és a központi gyűrű közti átmenet megfigyelés alapján becslött értékei különböző égitesteken:

Égitest	g (m/s ²)	átmenet határa
Föld	9,78	20 km (Melosh 1997)
Vénusz	8,87	40 km (Strom 2003)
Mars	3,72	45 km (Melosh 1997)
Merkúr	2,78	75 (Melosh 1997) 200–750 km (Strom 2003)
Hold	1,56	140 km (Melosh 1997)

Minél nagyobb a gravitáció, annál kisebb átmérőjű kráternél már jelentkezik a központi gyűrű. Nagyon kis gravitációjú égitesteken ezért a kritikus határ nagyobb lenne az égitest átmérőjénél is, ezért itt nem jöhet létre.

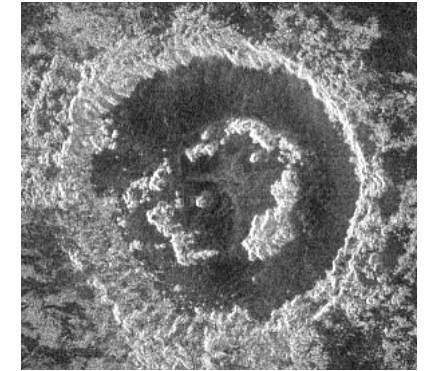
Kérdés, hogy a gyűrűk kialakulása csak a gravitáció és kráterméret függvénye (a klasszikus magyarázat szerint),



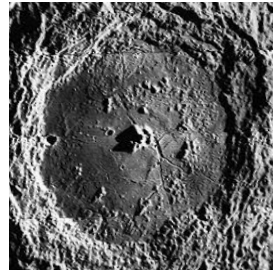
138. Schrödinger – 320 km átmérőjű központi gyűrűs medence a Holdon (Lunar Orbiter IV)



139. Lowell kráter, 201 km átm., Mars, Okt. 17, 2000



140. Barton kráter (50 km) (Vénusz, Magellán radar)



142. Compton kráter, Hold (162 km átm.). Ez a kráter átmeneti a központi csúcsos és a központi gyűrűs kráterek között (central peak basin [Hartmann 1971]) A kráter aljzatát láva tölti ki, rajta repedések húzódnak. (Lunar Orbiter LO5-M181)

vagy a bolygó kérgének vastagsága (a Mohorovicic-határ mélysége) is döntő szerepet játszik (McKinnon et al. 2001)

Föld-típusú bolygókon a központi gyűrű átmérője rendszerint kb. fele a kráter átmérőnek (Melosh 1997), de a központi gyűrű átmérője a kráterátmérő növekedésével valószínűleg fokozatosan változhat.

A Földön pl. az afrikai Csádban található Aorounga-kráter és a Chicxulub-kráter (64. ábra) központi gyűrűs kráterek. Mégis, talán a legismertebb földi körkörös medence-kráter a kanadai Clearwater-tavak közül a nyugati (141. ábra). Ilyenek lehetnek még (mértük sorrendjében):



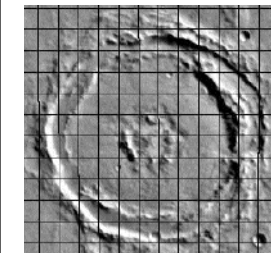
145. A Strindberg (átm: 165 km) (lenn) és az Ahmad Baba (115 km, fent) gyűrűs kráterek (Merkúr) (Mariner-10, FDS 150).

Manicouagan (Kanada, 100 km), Popigai (Oroszország, 100 km), Vredefort (Dél-Afrika >200 km), Sudbury (Kanada, >200 km), Chicxulub (Mexikó, >180 km). Újabbán *peak ring* kráter néven ide sorolják a mindössze kb. 20 km átmérőjű, kanadai Haughton krátert is (Plescia, 2005).

„Jégtöréses” gyűrűs kráterek Az Európa nagyobb krátereinak sajátos többgyűrűs szerkezete van, amelynek kialakulása a vékony jégkéreggel lehet kapcsolatban.

PEREMI GYŰRŰS, TERASZGYŰRŰS KRÁTER

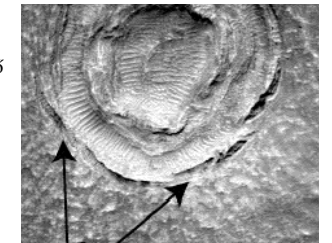
Peripheral Peak Ring craters (PPR) (143. ábra)
Az eddig tárgyaltaktól teljesen eltérő módon keletkezett többgyűrűs krátertípus, melyben a gyűrű szerkezetileg nem a központi csúcshoz, hanem a kráterfalhoz kapcsolódik. A Marson figyeltek meg ilyen krátereket, melyeknek a külső gyűrűje a kráterlánchoz egészen közel helyezkedett el. Itt a perem és a gyűrű távolságára a központtól 1:1,3. Az ilyen gyűrű képződését a kráterfal összeomlásával, gyűrűszerű suvadással magyarázzák (Nycz et al., 2005). Az ilyen **teraszgyűrűs kráter** a kráter belső peremének nagyobb csuszamlásával kialakult teraszt tartalmaz, mely a kráter belső fala mentén hosszan és összefüggő formában fut körbe.



143. Mars: peremi gyűrűs kráter, 58 km átm., SAI 1078 (Viking)



141. A tóval kitöltött Ny-Clearwater kráter, Québec, Kanada. Átmérője 36 km. Kora: 290 mill. év (STS099-728-7)



144. Nem PPR, de hasonló: a marsi Hrad-völgy környéki duplagyűrűs kráterek (1 km átm.) az elméletek szerint nem becsapódásos, hanem robbanásos-beomlásos eredetűek (Morris 2005) (MGS MOC E2300531)

134-135-136. Központi gyűrűs kráterek a Vénuszon. Felülről lefelé: Wheatley (74,8 km átm.; 16,62°é, 268,03°k).

Mona Lisa (79 km átm.; 25,61°é, 25,15°k).

Barrymore (57 km átm.;



137. A Bach kráter (kb. 200 km) (Merkúr, Mariner-10, Mve034.226)

TÖBBGYŰRŰS (KÖRKÖRÖS) MEDENCE, ŐRIÁSKRÁTER

Multiring(ed) basin, impact basin, multiringed structure

Lásd még: kétgyűrűs kráterek, Valhalla típusú medencék, rom- (fantom, topográfiai) medencék, antipodális hatás

146. A 900 km átmérőjű Orientale-medence (Hold) körkörös szerkezete, négy hegykoszorújával. A negyedik gyűrű, a Cordillera-hegység valószínűleg maga a krátersánc. 1962-ben Kuiper és akkori diákja, W. K. Hartmann „fedezték fel”, a holdperemről készített, és egy glóbuszra vetített fényképek segítségével (Hartmann, 2003 p81)



A többgyűrűs (körkörös) medencék nagy méretű becsapódások által létrehozott medencék. A külső sánc felül még legalább két belső gyűrűjük is van.

Törmelékterítőjük rétegtani szintként is szolgál, becsapódásuk a kráteren túl is befolyásolta az égitest kérgét (pl. repedés, utólagos vulkáni aktivitás).

Nagy, több tíz–több száz km átmérőjű testek becsapódásai hozták létre többségében a nagy bombázás idejében, 3,9 milliárd évvel ezelőtt vagy korábban, amikor ilyen nagy égitestek még bőségesebben voltak jelen.

A gyűrűk a becsapódás nyomán létrejött szerkezeti kiegyenlítődés nyomai. Létrejöttüket magyarázzák a becsapódás hőjétől képlékenyebb olvadt felszínen cunamiszerű hullámok keletkezésével (Baldwin, 1972, 1974) és a becsapódás nyomása utáni rugalmas

viisszapattanás majd beszakadás révén is (Head, 1974; Howard et al, 1974). A többgyűrűs medencék több kiemelt koncentrikus gyűrűből és köztük tektonikusan feltördelt, lezökkent blokkokból és árkokból (*ring graben*) álló szerkezetek. A gyűrűk átmérőinek egymáshoz viszonyított aránya a tapasztalatok szerint $\sqrt{2}$ körüli (Melosh 1997).

A tektonikus törések később az emelkedő magmának biztosíthatnak utat. A keletkezést a cunamihoz hasonló hullámokkal magyarázó elmélet alapján a gyűrűk alapvetően felszíni, a tektonikus magyarázat szerint mély gyökerű szerkezetek. Ha hullámokként keletkeztek, a gyűrűk a krátersáncon túl található, míg ha tektonikus úton, a gyűrűk a sáncon belül helyezkednek el. Lehet, hogy a két jelenség együtt hozza létre a különféle gyűrűket.

Egy, a Valhalla-típusú többgyűrűs medence létrejöttét magyarázó elmélet szerint a gyűrűk úgy képződnek, hogy a becsapódás központjából távozó anyag helyére vékony sávban új anyag kerül az azt körülvevő területről; és ez az anyagmozgás hozza létre a gyűrűket a felszínen.

Befolyásoló tényezők A gyűrűk nagysága (átmérője) függ az égitest kőzetburkának vastagságától és az asztrioszféra viszkozitásától, így többek között attól is függ, hogy a medence az égitestfejlődés során mikor keletkezett. Vékony litoszféra és képlékenyebb asztrioszféra alacsonyabb és sűrűbben elhelyezkedő „gyűrűhullámot vetett” (lásd: Valhalla), a vastagabb litoszféra viszont kevesebb és alacsonyabb gyűrűket (Gilgamesh) eredményez (pl. Valhalla-, Cordillera-típusok). A mára már jórészt kihűlt, vastag és rideg litoszférájú égitesteken (Hold, Callisto) egy korabelivel azonos nagyságú mai becsapódás sem hozna létre gyűrűket.

A hordozó égitest és a medence mérete

A becsapódási szerkezetek létrejöttük fontos paramétere az égitesten mérhető felszíni nehézségi gyorsulás. A Föld-típusú bolygók közül a Földön és a Vénuszon (ahol a Mead, a Klenova és a Cleopatra ilyen körkörös

kráterek) a legnagyobb a felszíni g érték. A marsi ennek harmada, a merkúri negyede, a holdi hatoda. Ezzel az értékkel fordított arányban növekszik a becsapódó test által létrehozott törmelékalkazat mérete az égitesteken.

A körkörös medencék a Földön (elméleti számítások alapján) 100, a Holdon (tapasztalati úton) 400–600 km-esnél nagyobb szerkezetek.

A többgyűrűs medencék megjelenése nem olyan szorosan áll fordítottan arányban a gravitációval, mint pl. a központi csúcs megjelenése adott átmérőnél. Valószínűleg a kőzetanyag rheológiai jellemzőinek nagy a

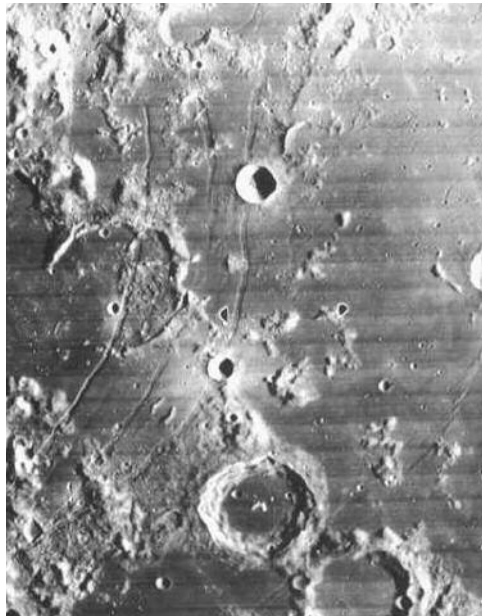


147. A Nectaris-medence. Az Orientale-medence körkörös szerkezetének fölismerése azért volt jelentős, mert a Hold látható oldalán nem maradt fenn ilyen alakzat: minden körkörös medencét lávasíkságok töltenek ki. Egyedül a Nectaris-medence körül látszik kettős hegykoszorú (nyilakkal jelölve) (Hold).



148. A körkörös szerkezet egy lávasíksággal kitöltött medence esetén is a felszínre vetülhet. A lávasíkságon húzódo redőgerincek körkörös íveket alkothatnak a síkság felszínén, mint a képen a Mare Serenitatis sötét gyűrűje és redőgerincei esetében látható (Hold)

149. A körkörös szerkezet nyoma a felszínen nem csak redőgerincekként jelenhet meg: a magmatest kihűlésekor annak térfogata zsugorodik, az ennek nyomán létrejövő húzási feszültségek körkörös hasadékokat hoztak létre több mare peremvidékén. Ilyen a Holdon a Serenitatis déli peremén futó hasadékok rendszere a Sulpicius Gallus kráter közelében, vagy a Campanus-Hippalus hasadékok (trilles) a Mare Humorum (kép) peremén.



szerepe, függ a tranziens kráter összeomlása idején a felszín alatti réteg képlékenyebbé válásától (Melosh, Ivanov 1999). A körkörös medencék kialakulásának magyarázata távolról sem megoldott kérdés.

Típuspélda: A legrégebben fölfedezett körkörös medence a holdi Orientale-medence (146. ábra) (Hartmann, Kuiper 1962), melynek négy hegységövezete veszi körül a Mare Orientale központi részét (pl. Rook, ill. Cordillera-hegység, kora 3,8 milliárd év, átm: 900 km). A holdi Orientale azért is típusalakzat, mert jól megfigyelhetők a körkörös gyűrűk.

A Merkúron a Caloris-medence alkot többszörös gyűrűs medencét. A medence 1300 km átmérőjű, 2000 m magas többszörös gyűrű veszi körül. A kb 4 milliárd éves becsapódás olyan nagy energiájú volt, hogy a lökéshullámok a bolygó átellenes pontján fókuszálódtak, és ott feltördelték a felszínt (→ kaotikus terület). A Mariner-10 látogatásai idején hasonlóan nyugati peremi helyet foglalt el a megfigyelhető Merkúr felszínen, mint a Hold Földről látható oldalán az Orientale. Ezért a fényviszonyok, a körkörös szerkezet elhelyezkedése, a kidobott takaró, amely sugárirányban futó gerincekkel és völgyekkel tagolt, s másodlagos kárterek láncába megy át, mind hasonló arculatot mutatott, mint az Orientale a Holdon.

Megtaláljuk a körkörös medencéket a jeges kőzetekkel borított jupiterholdakon is. A Ganymedesen a Gilgamesh (151. ábra), az Európán a Tyre és a Callanish, a Callistón az Asgard és a Valhalla (156. ábra) a legnagyobb körkörös szerkezetek. Utóbbit fedezték fel először, és ez adta csoportjának típuspéldáját is (Passey, Shoemaker 1982).

A jeges holdak felszínén a körkörös medencék főbb jellemző vonásai: a gyűrűk, a kidobott takaró, a sugaras hegy-völgy rendszer, a belső síkság mind megtalálható. De érdemes kiemelni azt, hogy a körkörös szerkezet nem mindig az átlagos térszínből kiemelkedő hegyek formájában marad fenn, mert pl. a Jupiter holdjain a medencék hegyeinak domborzata elsimult (relaxálódott) (lásd: *palimpszeszt*). E jeges holdakon a becsapódás által tördelt repedéseken keresztül feltörő frissebb anyag más albedójú. Az elkülönülő gyűrűk nem domborzatuk,

hanem eltérő fényvisszaverőképességük alapján azonosíthatók. Ezért is kapták ezek a külső naprendszerbeli körkörös alakzatok a →palimpszeszt elnevezést, ami a középkori kódexekből kikapart, de még sejtető szövegmaradványokra utal. A Valhalla típusú körkörös szerkezetek domborzata tehát olyan, hogy a kialakuláskori feszültségeket már kiegyenlítette a relaxáció, és csak az (eltérő albedójúként megjelenő) anyagkülönbség teszi észlelhetővé a gyűrűket.

A Ganymedesen a Gilgamesh (151. ábra) a körkörös medencék egyedüli példája. Ez öt gyűrűből áll, melyből a harmadik egyben a krátorsánc lehet. Ez kb. 575 km átmérőjű, kétszer akkora, mint az utána következő legnagyobb újabb (*post-bright terrain*) ganymedesi kráter.

A Gilgamesh központjában sima felszínű dóm található. E körül erősen feltördelt gyűrűhegység helyezkedik el.

A Gilgamesh medence mélysége 1–3 km.

Hatalmas palimpszeszt uralja a Ganymedes egyik oldalát, melyet Galileo Galileiről neveztek el. A Galileo-palimpszeszt középpontjában lehetett az a mélyedés, amelyhez hasonló a Gilgameshben találunk. A medence központi részén található kisebb sík terület pl. a Buto-fakula esetében is fennmaradt a Ganymedesen. Hasonló alakzatot találhatunk az Europa vékonyabb, jeges kérgén a kisebb átmérőjű Callanish-makula esetében is.

Valhalla-típusú többgyűrűs palimpszeszt-medence (*Valhalla Class Multiring Basin*)

A Valhalla-típusú körkörös medencék típuspéldája természetesen a kb. 3800 km átmérőjű Valhalla gyűrűrendszer a Callistón (156. ábra). Húsznál is több koncentrikus gyűrűből áll, valamint a legkülső törések gyűrűjéből (*outward facing scarps*), amelyek extenziós eredetűek lehetnek. A Ganymedesen koruk a világos területek koránál korábbira tehető.

Példák: Valhalla, Asgard (Callisto), Galileo-Mariusus-régió, Nicholson-régió, Perrine-régió, K-Mariusus-régió (Ganymedes) (Schenk 1996b)

Ezek keletkezésekor a kőzetburok még vékony és gyenge volt, ezért a becsapódás

150. A Marson a körkörös medencék legszebb képviselője az Argyre. A központi síkságot többszörös, tagolt gyűrűből álló hegység fogja körül. Érdekes, hogy az Argyrénél nagyobb kiterjedésű Hellas medence körül már nem található meg a körkörös szerkezet, s ez hiányzik az Isidis körül is.



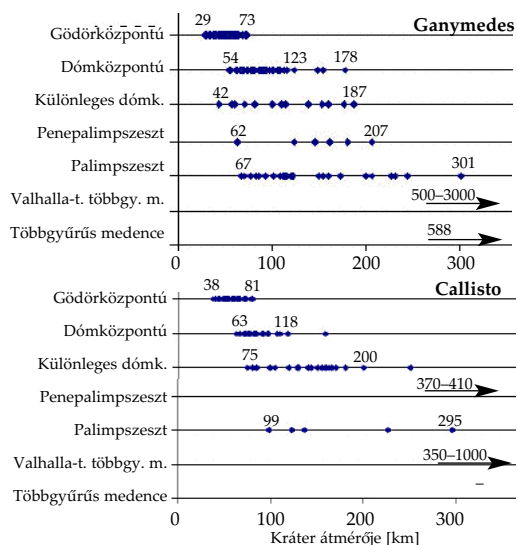
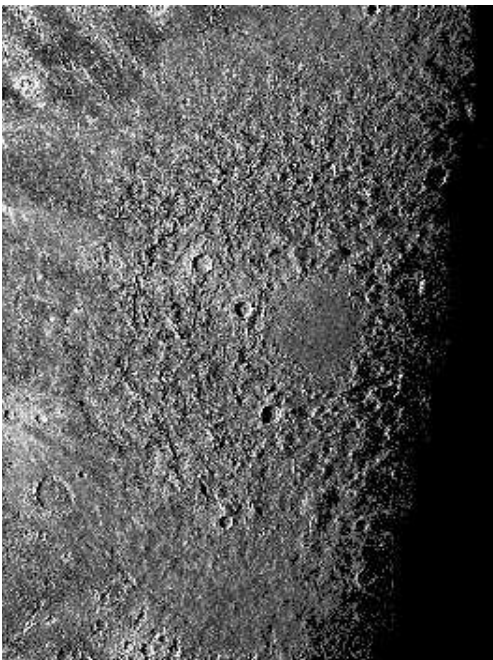
hatása kiterjedtebb volt, mint a sima többgyűrűs medencék esetén; hatása az egész égitesten érezhető lehetett.

Terminológia – Kráter/medence: általában a 100–300 km-nél kisebb becsapódásos szerkezeteket még kráternek, az ennél nagyobbakat már medencének nevezzük. Mindkét szerkezet azonos módon keletkezett. Előbbieknek nincs földrajzi utóneve, utóbbiaké általában Planitia vagy ha lávával van feltöltve, akkor Mare.

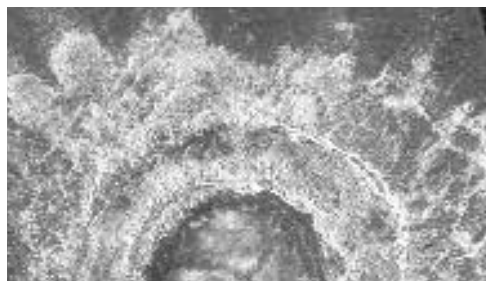
– **Medence/mare:** A becsapódásos medence és a mare nem összekeverendő fogalmak. Míg a medence a becsapódás mélyedését, addig a mare a kitöltött lávatarakó felszínét jelöli. A Holdon a Föld felé forduló oldal *medencéit* utólag láva töltötte fel. Így pl. az Imbrium-medence elnevezés a lávatenger nélküli (eredeti) becsapódásos szerkezetre utal, míg a Mare Imbrium (Esők tengere) a lávaeltöltéses felszínt jelenti.

– **Montes/hegység:** Egyes medencék sánca(i) általában hagyományosan ilyen elnevezéssel szerepelnek a térképeken.

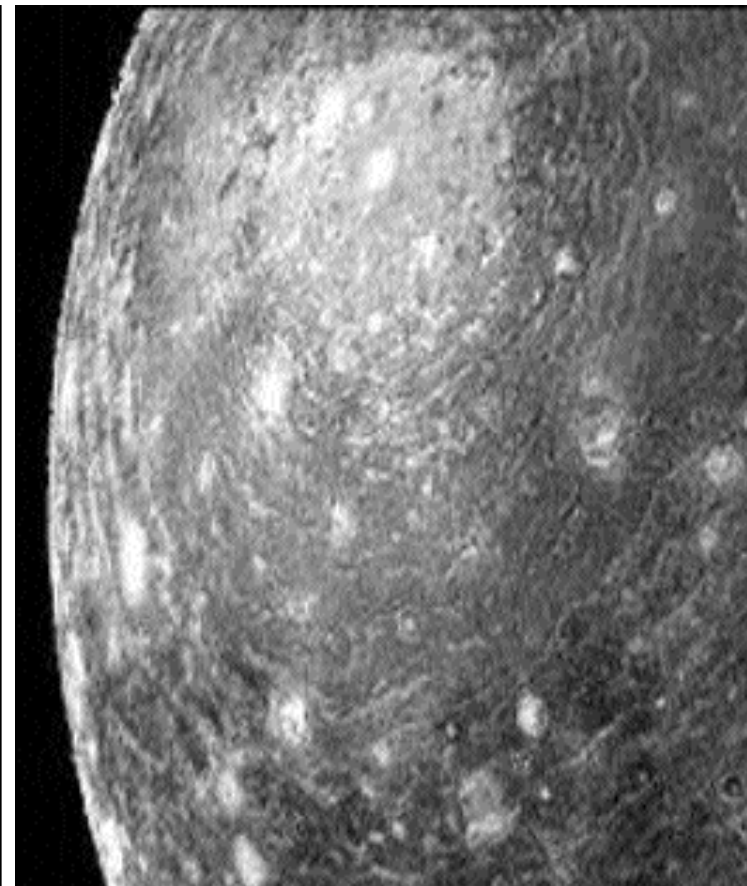
151. A Gilgamesh a Ganymedesen. Voyager-2 felvétel



152-153. A Ganymedes (fent) és a Callisto (lent) krátereinek típusai méret függvényében Schenk (1996a, 1996b) alapján. Az egyszerű, központi csúcsos és sík aljzatú kráterek nincsenek feltüntetve.

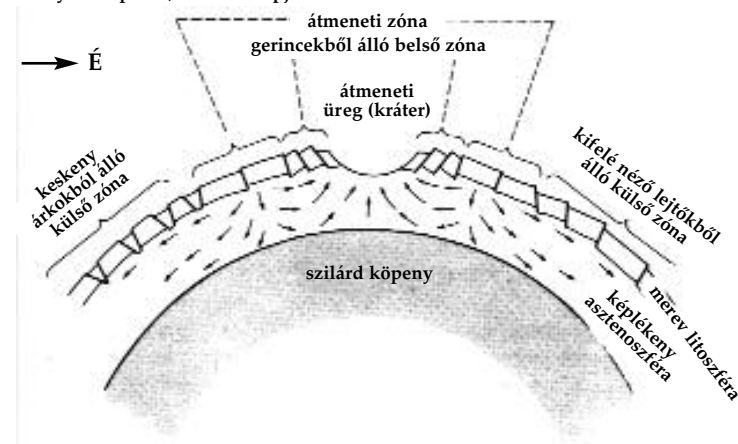


Többgyűrűs szerkezetek radarképei
 154. Fenn: Meitner kráter (150 km) (Vénusz, Magellan radar, Greeley 1985 p. 139)
 155. Lenn: A Circus Maximus (440 km) az első Titánon azonosított becsapódásos szerkezet (Cassini, PIA07365-516-290)



156. Fenn: a 4000 km átmérőjű Valhalla a Callistón (Voyager)

157. Lenn: a Valhalla feltételezett metszete keletkezése idején (Greeley 1985. p. 218, Melosh alapján)



ÓRIÁS BECSAPÓDÁS HATÁSAI

Égitest-széttrés

Big Whack, Post-accretionary vaporization



158. A Vesta és krátere – fényességmérések alapján készített számítógépes modell

EGY KRÁTER MAXIMÁLIS MÉRETE

Egy égitestet érő becsapódás ütötte kráter átmérője értelemszerűen legfeljebb akkora lehet, mint amekkora az égitest átmérője. Ennél nagyobb becsapódás már széttöri a célgitestet, bár egyes esetekben ennél kisebb kráter keletkezése is végzetes lehet. A legnagyobb komplex kráter az 530 km átmérőjű Vesta kisbolygón (158. ábra) található 460 km átmérőjű kráter, melynek központi csúcsa a Vesta déli pólusa közelében található (Thomas et al. 1997).

Az égitestsugarához viszonyított legnagyobb kráterek a Naprendszer ismert égitestjein:

	d [km] kráter	D [km] égitest	d/D átm.%
Névtelen (Vesta)	460	530	87
Déli-sark–Aitken (Hold)	2500	3480	70
Odysseus (Tethys)	400	1048	38
Herschel (Mimas)	140	400	34
Tirawa (Rhea)	350	1528	25
Gertrude (Titania)	275	1578	17

TÖRÉSEK (repedések)

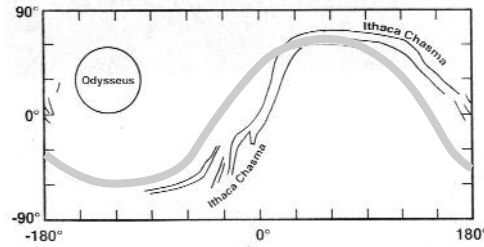
A bolygóttest tömegéhez és mechanikai szilárdságához viszonyított nagy becsapódás esetén keletkezhetnek a kráterből kiinduló (pl. a Phoboson a Stickney krátertől az egész testen végigfutó) vagy a kráter-középpontú gömbi főkör mentén futó repedések az égitestben. Egyes elméletek szerint erre példa lehet az Ithaca-chasma (Tethys), mely azonban kissé odébb található, mint az Odysseus középpontú gömbi főkör. Az Odysseus–Ithaca együttes példája lehet egy gyűrűs medence maximális méretére is (a gyűrű gömbi főkörön fut) (Schenk 1990).

Hasonló repedések láthatók a Mimason is (161. ábra) (Moore et al. 2004).

A CÉLTEST TELJES SZÉTTÖRÉSE

Nagy energiájú becsapódás esetén előfordulhat, hogy a célttest teljesen szétdarabolódik. Így jöhetnek létre a kisbolygó-családok. A hasonló pályák és a spektrális valamint a tengelyforgási tulajdonságok alapján azonosíthatóan egy-egy ősi szülőtest széttrésével jöttek létre.

A Jupiter körül több olyan holdcsoport van, amelyeket hasonló pályáik alapján egy-egy test szétdarabolódásából eredeztetnek.



159. Az Odysseus kráter (160. ábra) és az Ithaca-chasma a Tethysen. Szürkével az Odysseus egy gömbi főköre (Moore et al. 2004 ábrája nyomán). Az Odysseus–Ithaca együttesen akár sajátos, többgyűrűs medencének is tekinthető (Schenk 1990)

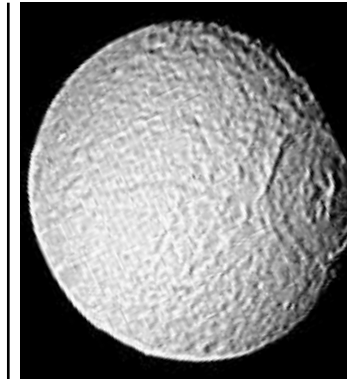
Ha bolygó körül keringő hold törik szét, akkor előfordulhat, hogy anyagának egy része a bolygó körül gyűrűt alkot. A gyűrű Roche-határon kívüli részéből később újra összeállhat egy test. A Mírándán látható nagy ovoidok magyarázatára vetették fel azt a forgatókönyvet, amikor is a fenti módon létrejött gyűrű nagyobb darabjainak visszacsapódásai és lesüllyedései hozhatták létre az ovoidoknak nevezett felszíni nyomokat.

Ütközés darabolhatott fel egy testet a Triton hold közelében, mert a Tritonnak csak az egyik oldalán van sok kicsi kráter. A felszínének korkülönbségével nem magyarázható ez a jelentős eltérés a krátereloszlásban, mert semmiféle felszín-újra-képződési esemény (pl. vulkanizmus) nyoma nem látszik. Itt tehát a célttest szétdarabolódása miatt nem látjuk a célttest krátereit, de egy másik, az ütközés idején a közelben elhaladó test (Triton) felszínén lévő becsapódásos kráterek elhelyezkedéséből következtethetünk az eseményre (Schenk, lásd: Illés 1992).

KÉREGLEFRÖCCSENTÉS ÜTKÖZÉS KÖVETKEZTÉBEN

– Nagy vasmag

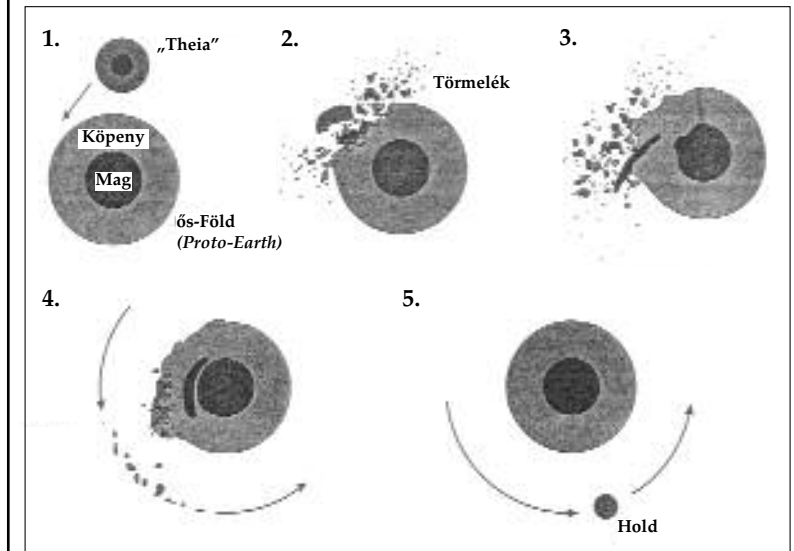
Nincs kráternyom, ha egy nagy, nem centrális ütközés lefröccsenti a célttest külső részét. A becsapódás hójétől megolvasztott kéreg – a becsapódó test anyagával együtt – a célttest körüli, (ha hold volt a célttest, a bolygója körüli) Kepler-pályára áll, vagyis gyűrűt hoz létre. Ha a célttest túl közel volt a Naphoz az esemény idején, akkor a gőz halmazállapotba került anyagot a napszél kifújhatta, és az esemény létét abból rekonstruálhatjuk, hogy a célttest magja túl nagy ahhoz képest, mint amit kondritos összetételű anyagból differenciálódással létrejött égitest esetében várnánk. Ilyen módon („Post-accretionary vaporization”) magyarázzák a Merkúr nagy magjának a létrejöttét.



160-161-162. Óriás becsapódások nyomai. Jobbra: a kb. 400 km átmérőjű Mimas 140 km átmérőjű Herschel krátere (Cassini, PIA06257), alatta ugyanez festményen elképezve. A Herschel központi csúcsa kb. 6 km magasra emelkedik a 10 km mély aljzattól. A becsapódó test 10 km-es lehetett. Balra: a 1048 km átmérőjű Tethys 400 km átmérőjű Odysseus krátere (Voyager, PIA01398). Kb. ekkora a holdi Schrödinger kráter is.

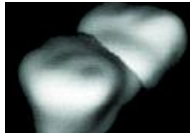


A Mimas és a Tethys itt bemutatott fotói egymással méretarányosak. A Mimaszal ellentétben a Tethys esetében a kráter aljzata fel tudta venni a test görbületét, azaz relaxálódott a még képlékeny kérgű Tethysen (Illés 2003). A Mimason a kráter lapos aljzatú és jól látszik a központi csúcsa is.

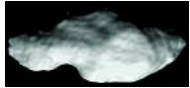


163. A Hold keletkezésének ma elfogadott Cameron-féle modellje (1976):

1. Egy Mars méretű égitest a Föld felé tart
 2. A Föld kérgét és köpenyét súrolva halad el mellette
 3. Az égitest és a Föld anyagának egy része kivágódik a világűrbe („lefröccsen”) és
 4. Föld körüli pályára áll; az égitest magjának anyaga a Föld magjába olvad
 5. A Hold – a mainál a Földhöz sokkal közelebbi pályán – összeáll a becsapódó égitest köpenyének és kisebb részt a Föld köpenyének anyagából, mely addig az elmélet szerint gyűrűként keringhetett Föld körüli pályán
- Egy modell szerint a Hold körül egy ideig még keringhettek a törmelékdarabok (primeval lunar satellites), amelyek aztán hamarosan bebecsapódtak, mert folyamatosan közeledtek (bespirálóztak) a Hold felé (akárcsak a Mars felé közeledik a Phobos).



164. (4769) Castalia 1,6 km



165. (4179) Toutatis 4,6x2,4x1,9 km



166. (9969) Braille 2,2x1,0 km



167. (216) Kleopatra 217x94x81 km

Súlyzó alakú kettős (két összetapadt testből álló) kisbolygók és méretük

- Kísérő összeállása „Big Whack”

Ha a céltest a Naptól távolabb, hidegebb helyen keringett az ütközéskor, ahol a gőzök le tudtak csapódni, akkor a fenti mechanizmus szerint létrejött gyűrű tartósabban megmaradhatott és a Roche-határon kívül mozgó szemcsékből összeállhatott egy vagy több nagyobb test a céltest vagy az ő bolygója körül. Így, ütközéssel keletkezhetett a Hold (*Giant Impact Modell*) (Cameron, Ward 1976, Hartmann 1975, 2005). Valószínűleg a Plútó holdja, a Charon is hasonló módon keletkezhetett. A lefröccsentett anyag illó részét mindkét esetben kifújta a napszél, így mindkét hold – a Hold és a Charon is – nagyon „száraz” (vagyis a saját naptávolságának megfelelő nem illó anyagból épült fel), mert csak a kicsapódott szemcsék gyűltek bele a kialakuló kísérőbe (Illés 1992). Ez a „száraz” anyag a Charon esetében a vízjég.

TÚL GYORS, TÚL LASSÚ VAGY RETROGRÁD TENGYELFORGÁS

Óriási, de megfigyelhető kráter nélküli becsapódásra következtethetünk akkor is, ha anomálishan gyors vagy lassú (esetleg retrográd) egy égitest forgása. Utóbbi esetre példa a Vénusz. A szoláris kód forgásából az következik, hogy az összeálló kis testecskék (planetézimálok) mind ugyanabban az irányban, közel körpályán keringtek, és kis sebességű ütközéseik révén ugyanilyen irányú forgást örökölték a szoláris ködből. Azonban a nagy bombázás időszakában egy megfelelő irányú és sebességű becsapódás felgyorsíthatta vagy lelassíthatta a céltest forgását (Illés 1992).

NAGY TENGYELFERDESÉG

Ha az ütközés nem az egyenlítői síkban történt, akkor esetleg nagy tengelyhajlást hozhatott létre nagyfokú precesszióval, mint ahogy az Uránusz vagy a Plútó esetében magyarázzák (Illés 1992).

TÖBB TENGYELY KÖRÜLI FORGÁS

Az egyes kisbolygóknál megfigyelhető, több tengely körüli forgás valószínűleg becsapódások nyomait őrzi.

ÖSSZETAPADÁS: „BECsapÓDÁS” HATÁRA

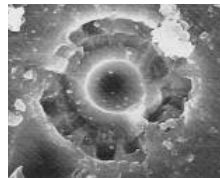
Bizonyos esetekben az egymáshoz közeli pályán mozgó égitestek olyan kis sebességgel ütköznek, hogy ez az égitestek összetapadását eredményezi. Így magyarázzák a súlyzó alakú kisbolygók keletkezését.

BECsapÓDÁSOS KRÁTEREK HIÁNYA

Nem figyeltek meg krátereket az Io felszínén (a folyamatos felszínújrapépződés miatt a lávafolyások elfedik azokat).

KRÁTER ÜSTÖKÖSMAGON

A Tempel 1, a Borelli- és Wild-2 (169. ábra) üstökös-magokról készített képeken sem láthatók szokványos kinézetű becsapódásos kráterek valószínűleg a felszín anyaga és a kis gravitáció miatt. Vita folyik arról, hogy ezeket az üstökös-magokon látható mélyedések közül melyek lehetnek becsapódások nyomai és melyeket okozhat más mechanizmus, pl. szublimáció (Illés 2002). A Wild 2-n kétféle, becsapódásiként interpretált mélyedéstípust figyeltek meg Brownlee és mtsai (2004): a gödör-halo (*pit halo*) szerkezetek kerek kráterének környezetét törmelékek borítják. A magyarázat szerint homogén, jól összetartó anyagba történő becsapódás mikrogravitáción kelthet ilyen formát. A sík aljzatú (*flat floor*) kráter körül nincs törmelék és igen meredek faluk van. Ezek porózus anyagban keletkeztek. A törmelékterítő hiánya a porózus kisbolygók krátereire (37. oldal) és az erősen átalakult kráterekre hasonlít.



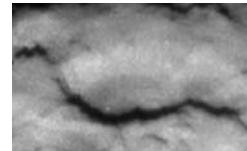
169a



169c

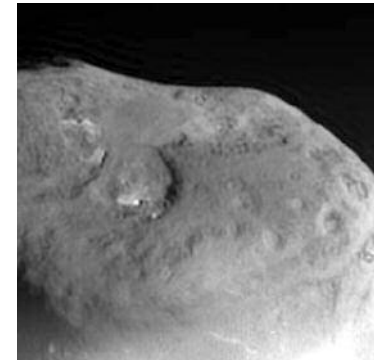


169b



169d

169a-b-c-d: A Wild 2 üstökös-mag két depressziótípusa és azok analógiái: a: gödör-halo kráter analógiája, 10 mikrométer átmérőjű mikrokráter holdi üvegből. b: Rahe kráter (0,5 km) a Wild 2 üstökös-magon. c: 10 cm átmérőjű laboratóriumban porózus anyagban létrehozott becsapódási kráter. d: Left foot sík aljzatú kráter (400 m) a Wild 2 üstökös-magon. (Brownlee et al. 2004 nyomán)

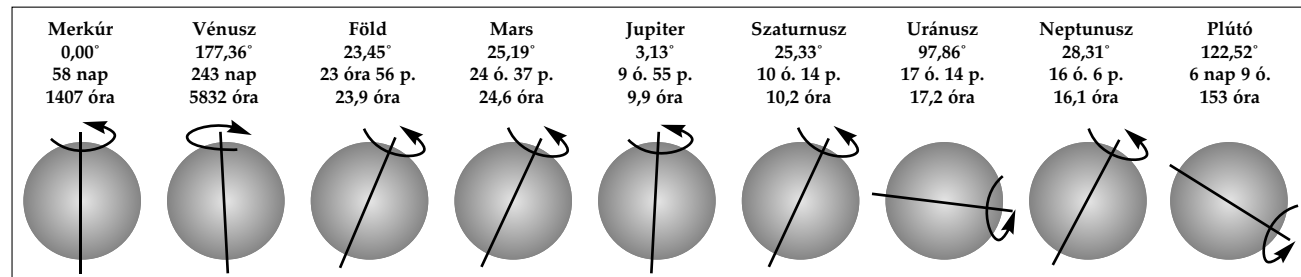
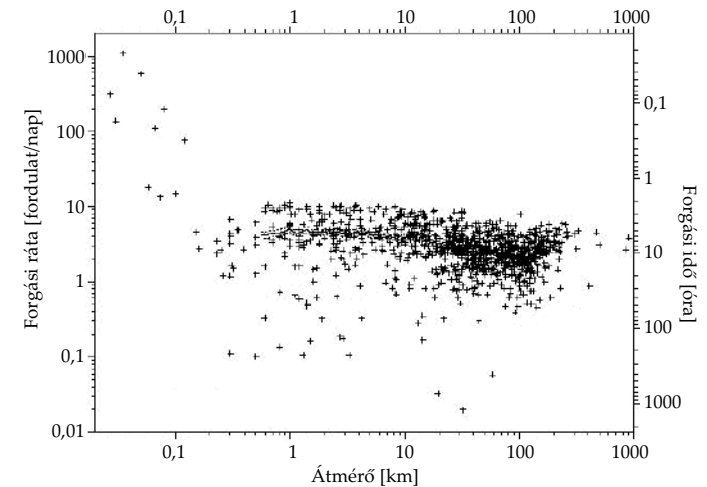


168. A Tempel 1 üstökös fényképe a Deep Impact becsapódásának pillanatában (2005. július 4.) (PIA02137)



169. Az 5,4 km átmérőjű 81 P/Wild 2 üstökös mellett 2004. január 2-án 240 km-re haladt el a Stardust űrszonda. L: Left foot, R: Rahe kráter (PIA06285)

170. Kisbolygók forgási periódusa átmérőjük függvényében 984 kisbolygó adatai alapján. (Pravec et al. 2002 alapján)



171. Bolygók tengelyferdesége és forgási ideje

DOUBLET CRATER



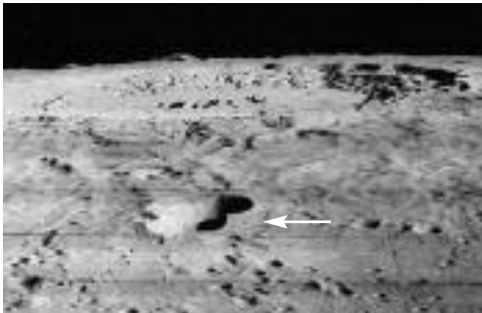
172. Sand covered doublet crater in Libya (22.04°N, 23.45°E) (Paillou et al. 2003)

Doublet craters are the special cases of crater chains (Page 30) and crater fields (Page 31). The features such as crater in crater, crater on the edge of another crater, and crater next to another crater (*doublet craters*) can be the traces of simultaneous or independent events (similarly to the optical double stars).

According to the most widely accepted theory the largest ones were created by doublet asteroids (or asteroids with satellites), or by adhered asteroids having dumb-bell shape or asteroids that had been torn apart by tidal forces. This is confirmed by the fact that the share of the doublet asteroids relative to the total quantity (15-17 %) is close to the share of the doublet craters (Cook et. al. 2003).

Based on the investigation of the crater population on Venus doublet craters are defined by Cook as two craters that are not farther apart than 150 km. On Earth, 10-15 % of the craters exceeding 20 km in diameters are doublet craters (28 out of about 160). The share of doublet crater on Venus was found to be 2.2%, but the share of radar-dark doublet circular areas proved to be similar to that on Earth (14%). In the latter case the impactors broke up and evaporated in the dense atmosphere before hitting the Surface of Venus.

Examples: Kamensk and Gusev craters in

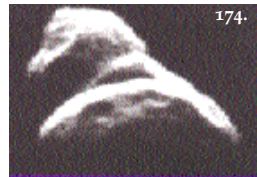


173. A fused pair of crater named Fauth on the Moon, diameter 21 km, depth 1.4 km (where the arrow is pointing in the picture), within field of secondary craters south of Copernicus crater (Moon, Lunar Orbiter II)

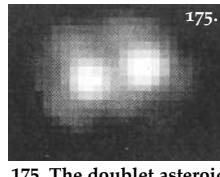
Russia (diam. 25 km and 3 km, at a distance of 15 km), East and West Clearwater Lake crater (Fig. 178) (diam.: 26 km and 36 km, distance 28 km).

According to the relevant theory the Ries Crater and the Steinheim Basin (diam. 24 km and 3.4 km, dist. 46 km) could not have been caused by contact (dumb-bell) asteroid, nor asteroid that disintegrated in the atmosphere, only real doublet asteroid, which had diameters 1.5 km and 0.15 km. These two craters, created at the same time 15 million year ago, are probably the source of the scatter field of moldavit tektites. According to a model calculation based on the scatter field and the petrologic testing of the crater, the impact took place at an inclination of 30-45° with a velocity of 20 km/s (Pierazzo et al.).

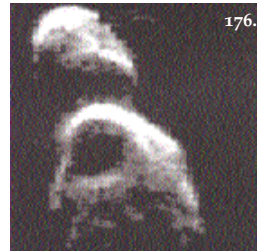
It is difficult to identify real (physical) doublet craters on other planets because of the very high number of craters. The real doublet craters are indicated by the same degree of erosion (age), maybe the same angle of impact (location of the lack of segment), and similar morphological properties.



174. Two views of asteroid Toutatis (Arecibo, radar)



175. The doublet asteroid Antiope (Keck)



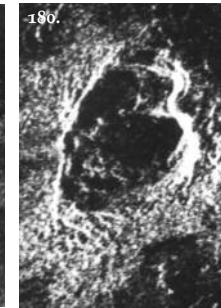
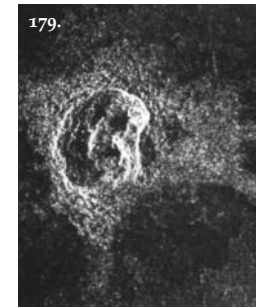
176. Possible sources of doublet craters: doublet asteroid, asteroid with small satellite, and adhered, contacting (dumb-bell shaped) asteroid



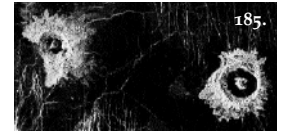
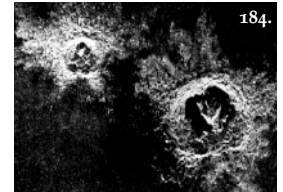
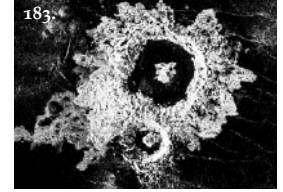
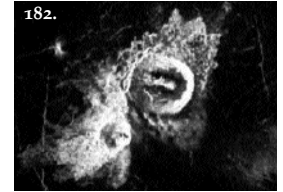
177. Asteroid Pulkova and its satellite (CFHT, Hawaii)



178. The two Clearwater lakes (Québec, Canada) (Landsat photographs taken in August 2000) Diameter: 36 and 26 km Age: 290 million years



179-180. Crater produced by synchronous impact of pieces of an impactor exploded in the atmosphere (Venus, 21.4°S, 335°E, diameter 12 km, MRPS 33918; and 51°S, 358°E; diameter 11 km, MRPS 33959).



182-185. The "optical" and "physical" doublet craters cannot be distinguished unequivocally on Venus either. As assessed by Cook et al (proceeding from the top):

- A "sure" (?) doublet (diameter 14/7.3 km, distance 26 km) 46.75°N, 123.2°E,
- A probable (diam. 30/14 km, dist. 16 km, 19.55°S, 40.4°E).
- A possible (diam. 18/10 km, dist. 26 km, 32.7°SS, 163.15°E).
- A surely optical, based on the orientation of the lacking segment (diam. 23/16 km, dist. 117 km, 45.55°N, 281.45°E) (Radar images by Magellan)



181. Two craters with 500-600 m diameter on Eros, intersecting each other. The impact happened simultaneously most probably, i.e. caused by two impactors moving close to each other (Eros, NEAR, 0135959925)

KRÁTERLÁNC

Krätorsor, catena

Catena, crater chain, multiple impact event

Lásd még: kettős kráterek (29. old), másodlagos kráter (secondary, satellite craters)



186. A Davy-kráterlánc a Holdon. A Hold túloldalán levő catenáknak párhuzamos nevezéktana létezik: az egyik a hivatalos IAU elnevezés, a másik, csak az orosz kutatók által használt, felfedezésük után adott szovjet nevek, melyek ismert orosz/szovjet rakétafejlesztéssel, űrkutatással foglalkozó intézetek nevének rövidítései, Leuschner=GDL, Michelson=GIRD, Lucretius=RNII (mind a Mare Orientaléből indulnak ki)

187. A 620 km hosszú Gípul Catena, (Callisto, Voyager) Hasonló a 150 km hosszú Enki-kráterlánc a Ganymedesen is.

Hasonló méretű, morfológiájú, valószínűleg egy időben keletkezett kráterek egy egyenes mentén elhelyezkedő láncolata. Míg a másodlagos kráter kifejezés a becsapódó objektum robbanásától szétröptített és visszahullott testek által vágott krátereket jelenti, amelyek a kráter körül bárhol keletkezhetnek (és időnként ezek közül is néhány lineárisan sorakozhat fel), addig a *catenán vagy kráterlánc*on egyetlen kráter sorát értünk. A kráterlánc krátereit egy testnek a Nap vagy bolygó körüli pályán szétdarabolódott és a pálya mentén egymástól eltávolodó darabjai hozzák létre.

A kráterláncok elsődleges vagy másodlagos eredetének eldöntése nem annyira morfológia alapján, hanem inkább a kráterlánc nagy medencékhez képesti helyzetének meghatározásával történhet: ha egy kráterlánc orientációja radiális egy, a bolygótesten bárhol található medencére (azaz a kráterek egy, a nagy medencén is áthaladó gömbi főkörön helyezkednek el), és a kora vele megegyezik, akkor valószínű, hogy másodlagos. Ha ilyen kapcsolatot nem találunk, a kráterláncot – más magyarázat híján – elsődleges eredetűnek tekinthetjük. A Callisto és a Ganymedes kráterláncai elsődleges eredetűek lehetnek, amelyeket a Jupiter árapályereje által szétdarabolott üstökösök vagy kisbolygók becsapódásai hoztak létre. Erre a Shoemaker–Levy 9 üstökös hívta fel a figyelmet (Schenk et al. 1996). A Föld és a Hold esetében a Föld árapályereje darabolhatott fel becsapódó testeket.

A feldarabolódás a lazán összeállt, porózus szerkezetű üstökösök és a törmelékhalom (*rubble pile*) szerkezetű kisbolygók esetén lehet gyakori.

Ha a céltest körüli pályáról történik a becsapódás, akkor a kráter sor egy szélességi kör mentén helyezkedik el. A becsapódás ugyanis a becsapódó testek pályájának és a céltest gömbjének a metszéspontjában történik, de a céltest a tengelyforgás következtében mindig más oldalát fordítja a becsapódási ponthoz. Ilyen szétdarabolódott test becsapódás-sorozatát egyedül a Jupiter esetében figyelhetjük meg eddig (Shoemaker–Levy 9, 1994. jún. 16–22 között). Ez esetben a becsapódások az egész



188. Kráterlánc a Ganymedesen, két különböző korú (kráterezettségű) terület határán (Galileo, G01610)

bolygót körülfojták egy szélességi kör mentén, mert a az üstökös már 2 évvel a találkozás előtt darabokra szakadt, és azok olyan távol kerültek egymástól, hogy az első és utolsó becsapódás közt több nap telt el, ami alatt a bolygó többször körbefordult.

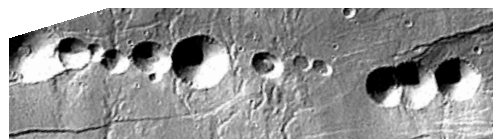
Hasonlóan távoli, valószínűleg egy forrásból származó kráterláncokat a Földön is feltételeznek két kihalási hullám idejére: a felső-devonra (196. ábra) és a felső-triászra (Spray 1998). Utóbbi esetben négy nagy, egy korabeli főkörre eső 200–215 millió éves krátert azonosítottak, ezek a Manicouagan, Obolon, Rochechouart, Saint Martin, Red Wing.

Catenát találtak már a Jupiter Callisto és Ganymedes holdjain, valamint a Földön és a Holdon is. A Callisto és a Ganymedes kráterláncai a feldarabolódott üstökösök (*disrupted comets*) tulajdonságaira is rávilágítanak: átlagosan 11 (6–25) kb. egyforma darabból állnak, amelyek közül a legnagyobb általában középen található. A modellszámítások szerint 275±100 évente történik üstökösfeldarabolódás a Jupiter térségében (Schenk et al. 1996).

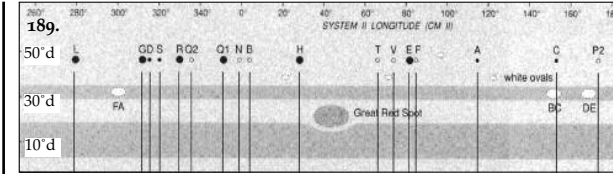
Példa kráterláncra: Semjakin-féle kráter sor (Clavius kráter, Hold)

Romkráterek alkotta völgy / romkráterek láncolata A Holdon Vallis vagy Catena néven szerepel több olyan alakzat, amelyben egymás melletti romkráterek (igen erősen erodált kráterek) völgyet alkotnak (pl. Vallis Rheita).

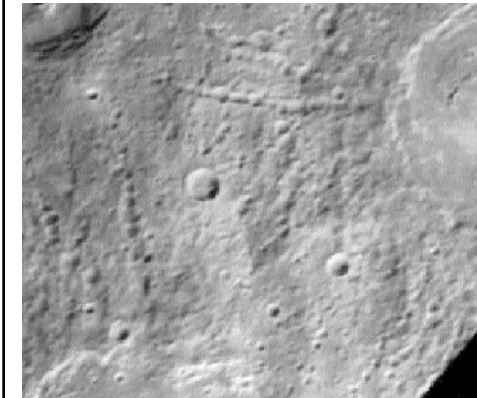
Vulkáni vagy tektonikus kráterlánc Hasonló kinézetű kráterek láncolata létrejöhet vulkáni lávacsatorna vagy tektonikus árok beomlásával is. Ezeknek a krátereknek nincs sem sáncuk, sem törmelékterítőjük: azaz nem becsapódásosak, de nincs lávafolyás vagy kúp sem bennük, így nem is vulkáni kürtők, hanem beszakadással keletkezettek (*pit crater*) (107. ábra). Példa: Rima Hyginus (Hold), 8°é., 6°k. (Lunar Orbiter IV, 97, 102; Lunar Orbiter V, 94–97 sz. képek).



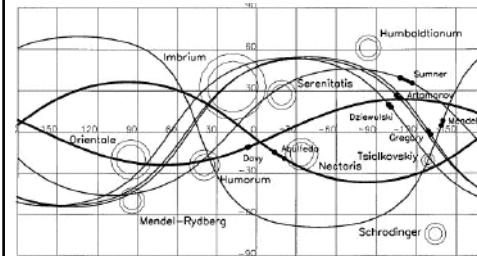
197. Törésvonalak mentén beszakadással keletkezett kráterlánc a Marson.



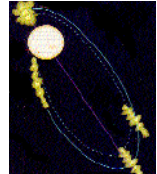
189-190. A Shoemaker–Levy 9 üstökös szétszakadt, pályája mentén 1,1 millió km-re széthúzó darabjai 1994-ben, jobbra pedig ugyanezen darabok Jupiterbe csapódási helyei. A betűk a becsapódás sorrendjét is jelzik (A: első becsapódó darab) (v. ö. 202. ábra!)



194. Nagy medencékre radiálisan elhelyezkedő másodlagoskráter-láncok a Merkúron. 60°é, 134°ny (Ahmad Baba kráter)



195. Nagy medencék, kráterláncok és azok gömbi főköröi a Holdon. Ha a kráterlánc egy olyan gömbi főkör mentén van, mely átmegegyezik egy nagy medence középpontjában, valószínű, hogy a medencéből származó törmelék által üttört másodlagos kráterek láncolata



191. A szétdarabolódott Shoemaker–Levy 9 üstökös pályája 1992-es szétdarabolódásától 1994-es becsapódásáig (fantáziarajz)



192. A Shoemaker–Levy 9 üstökös egyik Jupiterbe csapódott darabja nyomán keletkezett lökéshullám a Földre vitte, méretének érzékeltetésére. Jól mutatja, hogy milyen légköri hatása lett volna, ha a Földre csapódik (fantáziarajz)



196. Kráterlánc a Földön? A felső-devoni (azaz egy kihalási eseménnyel egyidejű) becsapódásnyomok a Földön, a kontinensek „visszaforgatása” után látszólag egy sorban található, de ez véletlen is lehet (McGhee 1996 p.190).

Az egyes kráterek adatai:

Kráter	átmérő [km]	kor mló év
Siljan (Svéd.)	52	365±7
Charlevoix (Kan.)	46	360±25
Kaluxa (Oroszsz.)	15	360±10
Crooked Cr., Mi, US.	5	320±80
Flynn Cr., Ten, USA	4	360±20

KRÁTERMEZŐ

Szabálytalan kráter, kráterfürt, kráterhalmaz
Crater cluster, multiple crater, irregular crater; crater cluster

Lásd még: kettős kráter (29. oldal)

Hasonló morfológiájú, sokszor szabálytalan, esetleg egymást véletlenszerűen átfedő, egyidejű becsapódásként létrejött kráterek. Krátermező genetikailag létrejöhet a légkörben felrobbant test darabjaiból vagy egy eleve rajban érkező csoport becsapódásával. Másodlagoskrátermezőről beszélhetünk, ha a krátereket egy becsapódás során kidobott kőzetdarabok hozzák létre.

A test légköri robbanása (szinkron becsapódás)

Ha a légkörben szétrobban egy test, a pályasebességéhez képest elenyésző oldalirányú sebesség rövid ideig módosítja további röppályáját, amely a néhány 10 km magasan történt robbanással kissé eltávolítja a töredékeket egymástól. Ezért azok csoportosan, egyidejűleg ütköznek a talajba – csoportosan elhelyezkedő vagy egymást átfedő, bonyolult alakú krátereket és törmelékterítőket hozva létre. Az egyidejűség abból látszik, hogy egyik becsapódás sem írja felül a másik nyomát, hanem a becsapódások által kidobott törmelékterítő még a levegőben, repülés közben ütköznek, egymás mozgását lefékezik, és olyan módon és helyen hullanak le, ahogyan egy magányos becsapódáskor elképzelhetetlen. Az ilyen „közös” törmelékterítőt létrehozó becsapódást nevezzük **szinkron becsapódás**nak.

Számos ilyen kráter található a Vénuszon (198., 199. ábra), ezek többsége 13–15 km-nél kisebb.

Az ilyen mezőknél általában a mező legnagyobb tagja kap nevet, és annak az adatai szerepelnek a kráter-adatbázisokban.

Példák: Hold 30° d., 4° ny (Lunar Orbiter IV, 107, 108, 112, 113) Vénusz: Terhi (45.71° é, 253.09° k).

Kkrátermező (kráterhalmaz, kráterfürt)

(Crater cluster)

A kráterhalmazok szintén időben közel egyszerre történő becsapódás következtében jönnek létre, azonban ez esetben a test már a világűrben több darabra esik. Ezek a testek már olyan távol kerülhetnek egymástól, hogy krátereik törmelékterítői függetlenek egymástól. Ez esetben már nem lehet kimutatni, hogy az egyes becsapódások milyen időközönbséggel követték egymást.

Kettős kisbolygó (Multiple asteroid) krátere

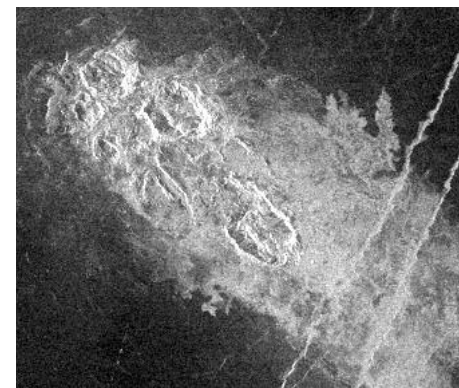
A Vénuszon megfigyeltek olyan, kettős vagy többes krátereket, melyek túl távol vannak ahhoz, hogy a légkör által szétrobbantott testek szinkron becsapódásával magyarázhatók lennének, de valószínűleg hasonló korúak, és túl közeliak ahhoz, hogy független esemény nyomát őrizzék. Ezeket a légkörbe lépés előtt szétrobbantott testnek vagy egy eleve többes rendszer tagjainak (pl. kisbolygó és holdja) becsapódásával magyarázzák. (Lásd még: kettős kráter, 29. oldal)

Mars Számos krátermező található a Marson is (pl. az Orcus-paterától keletre). A kisebb, 20 m átmérőjűek valószínűleg a ritka marsi légkörben felrobbant és darabokra tört kisebb testek becsapódásának nyomai, míg a nagyobbak esetleg másodlagos eredetűek: egy nagy becsapódás által kidobott törmelék kivágódik és Mars körüli pályára kerül (egy darabig a légkörön túl mozog), itt darabjai, akár csak a meteorrajképződéskor, eltávolodnak egymástól, majd újra visszatérve a légkörbe a sűrűlés más-más mértékben fékezi a darabokat, így azok egymástól eltávolodva, kb. 15–20 km-es mezőt alkotva csapódnak be a Mars felszínébe (Hartmann 2003, p. 381).

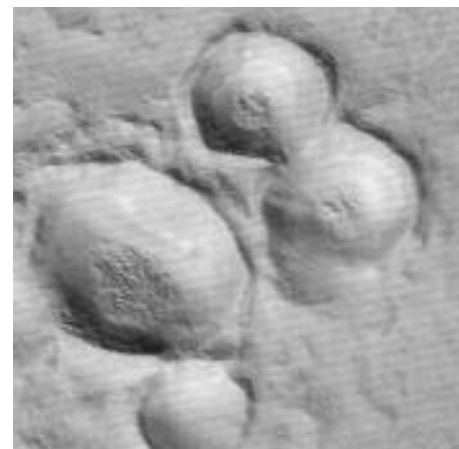
Föld Krátermezők a Földön is találhatóak és szerencsés esetben (pl. sivatagban) megőrződhetnek. Ilyen pl. a 2004-ben megtalált, 13 db 20–1300 m átmérőjű kráterből álló krátermező Egyiptomban (Paillou et al. 2004).



200. Krátermező a Maadim-völgytől északkeletre. A kráterek átmérője 200–700 m. (20° d, 183° ny, Viking Orbiter mozaik) (Hartmann 2003, p. 373)

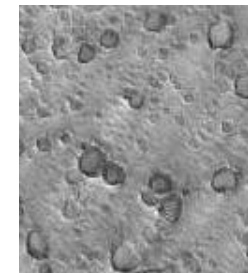


202. Az egyetlen, Földön dokumentált, légkörben szétrobbalódott test a Peekskill meteorit 1992. október 9-én hullott Peekskillben, New York államban (USA) (190b ábra). Darabjai max. 20 km-re távolodtak el egymástól. Min. 70 darabra szakadt. Olyan lapos szögben érkezett, hogy ha 40 km-el magasabban van, elhagyja a Földet, ahogy egy 1972-es tűzgömb esetében történt (Wyoming, USA). A 15 km/s sebességgel érkező meteorit kb. 40 km-es magasságban kezdett feldarabolódni (Borwn et al. 1994)



203. A Maadim-völgyiekhez (200. ábra) hasonló krátermező közelről (Mars, 270° ny 32° é, MGS, M11-02890)

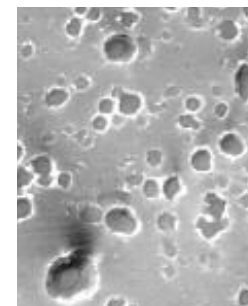
204. Balra: a Terhi kráter és krátermezeje (Vénusz, 45,71° é, 253,09° k, Magellan radarkép)



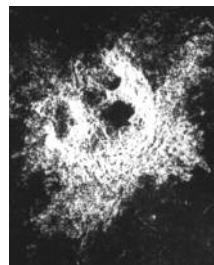
205. Másodlagoskráter-mező (vagy berogyásos szerkezetek?) (Mars, 19,9° é, 33,3° ny, MGS, MOC2-552)



206. 20 m-es kráterek mezeje a Marson, amelyet valószínűleg a légkörben felrobbant test hozott létre. (158° ny 45° d, MGS, M19-00278)



207. Krátermező a Meridiani-föld hematit-régiójában. A kráterek 100–300 m átmérőjűek. Lehetséges, hogy nem becsapódásos, hanem berogyásos eredetűek (Mars, 4° ny 2° d, MGS)



198-199. Több darabra robbant test egyidejű becsapódásának (szinkron becsapódás) nyomai a Vénuszon. Földről lefelé: 25,6° é, 336° k; 14 km, MRPS 33958; 16,4° é, 352° k, 9 km. (Magellan radar)

GÖDÖRKÖZPONTÚ, DÓMKÖZPONTÚ ÉS DOMBKÖZPONTÚ KRÁTER

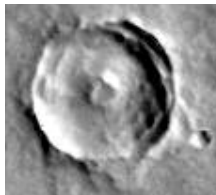
(Central) pit crater, dome crater, central mound crater, floor/summit pit



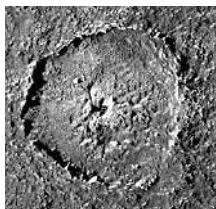
208. Gödörközpontú kráter, Ganymedes (39° d 122° ny, Galileo)



209. Kb. 10 km átmérőjű gödörközpontú kráter, belsejében is lebenyes üledékekkel (Mars, MGS Themis 101425005)



210. Gödörközpontú kráter (Mars, 1° d, 29° ny Viking)



211. Egy 70 km-es gödörközpontú kráter a Callisto egyenlítői vidékén (0° é, 3° k, Galileo, PIA01657)

GÖDÖRKÖZPONTÚ KRÁTER (Pit crater)

Közönséges központi csúcs vagy központi gyűrű helyett gödrös központi csúcsot vagy kis gyűrűs központi mélyedést mutató becsapódásos kráterek a gödörközpontú kráterek (208-212. ábra). Nem összetévesztendőek a belső gyűrűs (*peak ring*) medencékkel, ahol az egész kráter és a központi gyűrű lényegesen nagyobb, és az utóbbin belüli rész csak kis mértékben süllyed a kráter fenekének környező szintje alá.

Jellemzők: a Holdon és a Marson a központi gödör mélysége és a kráterátmérő közötti kapcsolat lineáris, és közel hasonló. A Marson készült globális felmérés alapján mindenhol előfordulhatnak ilyen kráterek. Koruk változatos, vannak köztük erősen és gyengébben lepusztultak.

Előfordulás: Hold, Mars, Ganymedes, Callisto. Ezekon az égitesteken központi gödrös kráterek elsősorban a kb. 2–200 km átmérőtartományban fordulnak elő. A Marson a gödrös központi csúcsot mutató kráterek az összes eddig megfigyelt kráter 10%-át, a központi csúcs nélküli, csak központi gödröt mutató kráterek 21%-át adják. A Marson az 50–60 km átmérőjű kráterekben 10–12 km-es központi gödör jellemző (Carroll 1978, 1980, Hale 1982).

Keletkezésük magyarázata: központi gödrös kráter illó anyagban gazdag felszínen alakul ki, bár mintha néhány holdkráternél is megjelenne, pedig itt, a holdfelszín anyagában nagyon alacsony az illó anyagok koncentrációja. Feltehetőleg a becsapódáskor keletkezett nagy nyomás hatására vagy utólagosan az illó anyagok robbanásszerűen kitágulnak, s ez hozza létre a gödröket.

Kargel szerint a marsi gödrös kráterek gödre eredetileg csúcs volt, de a megolvadt talajjégtől „sáros” anyagú csúcshegy összeomlott a saját súlya alatt és létrehozott egy második sárfolyásos törmeléktagarát a kráter belsejében (Kargel 2004, p. 98) (209. ábra).

A gödörközpontú krátereket a Marson *floor pit* és *summit pit* (fenék- és csúcsgödör) csoportokba sorolják. Hogy különféle erodáltságú központi gödrös kráterek találhatók a Marson, azt mutatja, hogy az egész marstörténet során keletkeztek, tehát az illóanyagok mindig rendelkezésre álltak a marstalajban. A friss gödörközpontú kráterek sokszor mutatnak többretegű törmeléktagarójú (MLE – *multiple lobe ejecta*) morfológiát (Barlow 2005b).



212. Gödörközpontú kráter (Mars) 1° S, 29° W

Dómközpontú kráter (Central Dome Crater)

Dómközpontú krátereket (215-217. ábra) eddig csak a Ganymedes és Callisto holdakon találtak, de más jeges holdakon is előfordulhatnak. Ezeket a krátereket a becsapódás után sáncuk és aljzatuk tömegmozgásos folyamatai jelentősen átalakították. Sáncuk belső oldalán néha teraszok láthatók. A kráterfenék megsüllyedt, a központjuk viszont felboltozódott. Az összetett központi szerkezet egy sima felszínű, környezeténél világosabb dóm, mely valószínűleg a jég megfagyása révén tágult és magasodott ki. Másodlagos kráterek, sánc és törmeléktagaró is jellemzik. Átmérőjük a Ganymedesen 60–180 km, központi dómjuk több 10 km szélességű (Schenk 1993).

KÜLÖNLEGES DÓMKÖZPONTÚ KRÁTEREK

(*Anomalous Dome Craters*)

Ilyen típusú krátert eddig csak a Ganymedes és Callisto holdakon találtak. Központjukban kör alakú dómok (néhány km – néhányszor 10 km átm.) találhatók, amelyet kaotikus gyűrűhegység vesz körbe (218. ábra). A központi rész keletkezhetett a központi csúcs összeomlásával vagy relaxációjával, vagy a becsapódáskor megolvadt jég megfagyásával, amikor a vízjég térfogata megnő, felboltozódást okozva. Körülötte törmeléktagaró és másodlagos kráterek találhatók, amelyek a becsapódásos eredetre utalnak. Ezen kráterek sánca hiányzik, helyükön néha egy nem folyamatos, kör alakú linamens (vonallal) látható. Krátorszámolás alapján koruk a dómközpontú és a palimpszeszt kráterek közöttire tehető (Schenk 1993).

DOMBKÖZPONTÚ KRÁTER (Central Mound Crater)

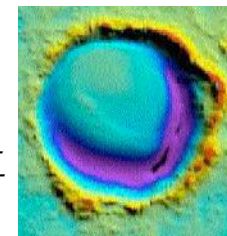
Domb (vagy felboltozódás) számos sarkvidéki marsi kráter belsejében is látható. Ezek valószínűleg hó- és jégfelhalmozódás eredményei (213. ábra, 318a-b ábra). Az északi sarkvidéken a széles domb a kráterek belsejének északi részét tölti ki, a déli részén mély árok található, a déli féltekén fordítva. Ez a domb elszublimálására utal. Ezek a kráterek elsősorban topográfiai térképen láthatók, mert lágy domborzatúak és porral fedettek.

Dombközpontú kráterek összeomlási gödörrel (Central Mound Crater with collapse pits)

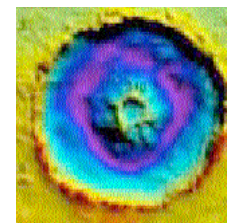
A Mars poláris vidékein számos kráter mutat központi kiemelkedést: széles hátú dombot vagy csúcsot, amelyen gödör (*pit crater*) ül (214. ábra). Egy elmélet pingók (betakart jégtömbök) hosszú időn át való képződésével ill. (az elolvadó jég üregének) beszakadásával magyarázza ezeket is és a gödrös képződményeket is (Sakimoto, 2005). Barlow és Bradley (1990) ezeket még az „osztályozhatatlan” (*unclassifiable*) osztályba sorolta.

A vulkanológiában hasonló elnevezést használnak azokra a kráterekre, amelyek a felszín alól visszahúzódó magma nyomán beszakadással/besüllyedéssel keletkeztek, így ezzel a szóval (*pit crater*) az asztrogeológiában is kétféle értelemben találkozhatunk. Ezek a gödrös kráterek egy sor mentén található, sánc és üledéktagaró nélküli mélyedések (197. ábra). Képződésükre számos, vulkanikus, tektonikus és egyéb magyarázat van, ezeket lásd: Wyrick et al. (2004).

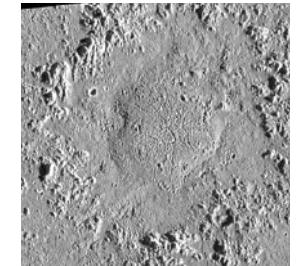
213. Aszimmetrikus üledékes és nem becsapódásos eredetű központi domb, amely 1,4 km-el emelkedik az 55 km-es kráter aljzatának legmélyebb pontja (gyűrűárok) fölé. Színfokozatos domborzatábrázolás (Mars, 77° é 215° k, MGS MOLA)



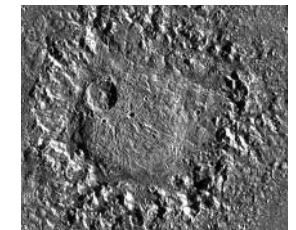
214. 65 km átmérőjű kráter, 1,1 km-es központi kiemelkedéssel és gödörrel a tetején (Sakimoto, 2005). Színfokozatos domborzatábrázolás (Mars, 62° d 40° k, MGS



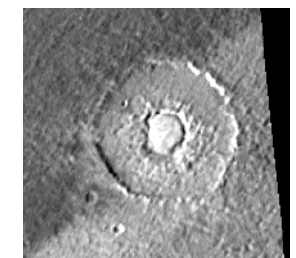
215. Dómközpontú kráter. (Har, 50 km, Callisto, Galileo, PIA01054)



216. Dómközpontú kráter. (Doh, 55 km, Callisto, Galileo, PIA01648)



217. Dómközpontú kráter (Neith, 160 km, Ganymedes, Galileo, PIA01658)

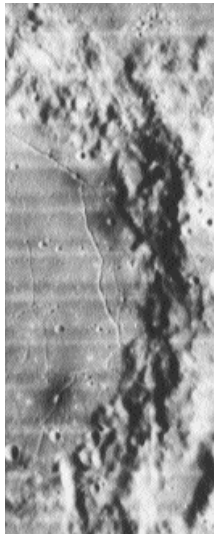


218. Különleges dómközpontú kráter 28,0° d, 328,0° Ganymedes

REPEDEZETT ALJZATÚ KRÁTER

Rianásos kráter, töréses kráter, töredezett aljzatú kráter
Floor-fractured crater (FFC), cracked floor crater

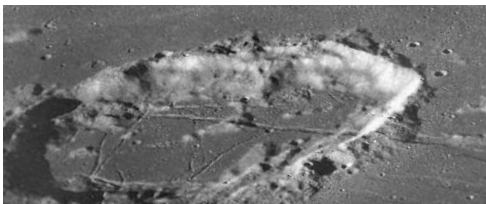
219. A 110 km-es Gassendi kráter központi csúcsai és a kráteraljzaton futó repedések (Hold)



220a. Törések az Alphonso kráterben (Hold, Lunar Orbiter IV, 108h2)

Morfológia: a repedeztet aljzatú kráterek általában nagy (a Hold esetében kb. 22 km-nél nagyobb) becsapódásos kráterek, amelyek aljzatát kitöltő láva felszínén tektonikus törések, repedések vannak. A holdi repedeztet aljzatú krátereknél jellemző a kráterperemmel párhuzamos gyűrű alakú repedés, amely mentén sötét foltok sorakozhatnak. A koncentrikus törésmintázat mellett radiális szerkezetek is megfigyelhetők (Masursky, 1978). 1976-ban Peter Schultz említette elsőként az ilyen krátereket külön kategóriaként.

Előfordulás: a repedeztet aljzatú krátereket a Holdon azonosították először, a továbbiakban a Marson (Rodriguez 2004) és a Vénuszon (Wichman 1993) is akadtak hasonló képződményekre. A

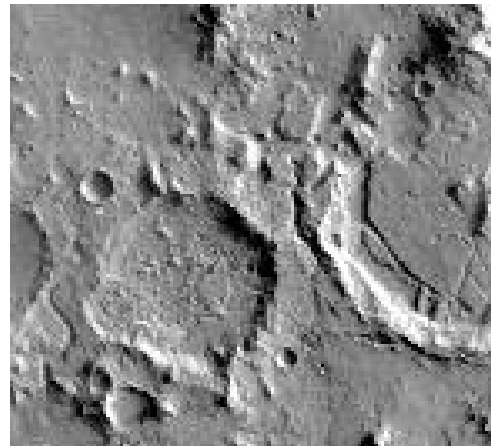


220b. A Goclenius kráter a Holdon. A legnagyobb repedés (rianás) a kráteren túl is folytatódik (Apollo-8 as08-13-2225)

Holdon főleg a felföldeknek a mare vidékekhez közeli részén található. A Marson az idős felföldeken, főleg a felföld-mélyföld határvidéken, és néhol a Valles Marineris környéki lávasíkságon jellemzők.

Keletkezésük: a becsapódás után (annak utóhatásaként vagy attól teljesen függetlenül) a kráter alatti zónába magma emelkedett fel, és a kráter alatti összetört breccsalencsébe hatolva oldalirányba kiterjedt, részben a felszínre ömlött. Az ezzel kapcsolatban és a későbbiekben fellépő nyomásváltozás a kráter aljzatát alkotó, törésekkel elválasztott blokkok némelyikét elmozdította. Az elmozdulásokat létrehozó mechanikai feszültségek kialakításában közreműködhetett a magma és a breccsa közötti sűrűségkülönbség, a feláramló magma mechanikai emelő hatása, a magma megszilárdulásakor (hűlésekor) fellépő térfogatcsökkenés és főleg a felszínre kiáramló láva miatt a mélyben raktározódó magma mennyiségének csökkenése. A törések közül a kráterperemmel párhuzamosan futók mentén néhol sötét foltok mutatkoznak a Holdon, amelyeket valószínűleg robbanásos vulkánkitörések nyomán visszahullott por alkot.

Példák: A Holdról a leghíresebb az Alphonso (220. ábra), az egyik legnagyobb a 207 km átmérőjű Humboldt (223. ábra). A Vénuszon ilyen például a Mead (367. ábra), Meitner és az Isabella kráterek. (További példák: lásd Head, 2000.)



221. Az Isidis-medence (Mars) déli peremén lévő 5 km átmérőjű kráter (középen) és jobbra egy kb. 10 km átmérőjű kráter szintén repedeztet aljzatot mutat, de valószínűleg más okból, mint a holdbéli kráterek.

222. A repedeztet aljzatú kráterek keletkezésének eseménysora



A) a kráter keletkezése (szaggatottal a tranzien kráter mérete)



B) a magmaemelkedés megindulása,



C) nagy mennyiségű magma nyomul a kráter breccsába és részben a felszínre ömlik,



D) a törések mentén vetődéses elmozdulások történnek (Schultz)



223. A Humboldt kráter (202 km) (Hold, 27,2°d, 80,8°k, Lunar Orbiter IV, 011)

224. A Viharok óceánja (Oceanus Procellarum) nyugati részét határoló töréses kráter (75 km) (Lunar Orbiter IV-H189)



KRÁTERTŐ

Crater lake, impact crater lake, impact lake, intracrater lake

A krátertavak egy lehetséges felosztása

Vulkáni kráter vagy kaldera

- szilikát lávató (Io)
- víz krátertő (maar)

Becsapódásos kráter vagy medence

- szilikát kőzetolvadék (Vénusz)
- vízláva-tó (Europa)
- utólagos, belső eredetű lávató (mare)
- utólagos, kívülről befolyó láva (fantomkráter, Hold)
- víz krátertő (Soutpan, Föld)

225. Az újfundlandi (Kanada) Mistastin-tó, úrrepülőgépről fényképezve. Az erősen erodálódott, 28 km átmérőjű és 36,4 millió éves komplex kráter a jégkorszak eróziója és a kelet felé vándorló gleccserek nyomán nyerte el mai alakját. A kráter központi csúcsa ma formájáról a Lópatkó-sziget nevet viseli.

A kráterek mélyen fekvő területeit többféle folyékony halmazállapotú (vagy a felszínen áramlással mozgó) anyag töltheti ki. Utóbbi a Naprendszer ismert égtestjei esetén víz vagy szilikátkőzet-olvadék, amely vulkanikus vagy becsapódásos eredetű krátert is kitölthet. Ha a krátert víz tölti ki, a kialakuló jelenség neve krátertő, ha láva, elnevezése általában lávató. Az ilyen tó megszűnhet a folyékony anyag *eltűnésével* (kiszáradással, elpárolgással, víz esetén) vagy *megszilárdulásával* (pl. láva esetén).

A **kitöltő anyag** a vulkáni kráter aktív korában *láva*. Becsapódásos kráterekben jóval ritkábban, de itt is előfordul, ha a becsapódás hője megolvasztja a kőzetet. A Naprendszerből ismert, lávával kitöltött becsapódásos krátereket általában utólag vagy máshonnan (a kráteren kívülről) származó láva tölti ki (marék, fantomkráterek). Szilikátos kőzetolvadékkal kitöltött aktív vulkáni kalderákat (lávatakat) találunk az Io felszínén (pl. Loki).

A „klasszikus” értelemben vett krátertavakat *víz* tölti ki, melyek inaktív vulkáni kráterekben (Szent Anna-tó, kalderákban (Crater Lake, Oregon, USA) vagy becsapódásos kráterekben (Soutpan, Dél-Afrika (229. ábra); Kara-Kul, Tádzsikisztán stb.) található.

Sajátos az Europa jupiterhold helyzete, ahol a krátereket rövid ideig víz töltheti ki, ami az ottani környezetben kőzetolvadéknak, azaz lánának számít, mely jég(kőzet)té fagy (szilárdul meg).

A továbbiakban a folyékony vizet ma vagy régebben tartalmazó, becsapódásos eredetű kráterek tavait írjuk le.

Egy becsapódási krátert létrejötte után a Földön



általában hamar víz tölt ki. Ennek forrása lehet talajvíz (ha a kráterfenék a talajvízszint alatt található), csapadék vagy beömlő folyó.

A krátertavak – a tavakhoz hasonlóan – is lehetnek időszakosak vagy állandóak. Előbbi esetben – megfelelő éghajlaton – a tó időnként kiszárad, majd az esőzések révén, jellemzően a korábbi partvonal mentén, ismét kialakul (pl. az Acraman sós krátertő, Ausztrália 32° d, 135° k). Korábban az arizonai Barringer-kráterben (113. ábra) is volt krátertő (Cockell, Lee 2002).

A tavi állapot elsősorban a viszonylag friss krátereknél jellemző, ahol még kifejezett a mélyedés medence jellege és a kratersánc elgátoló hatása.

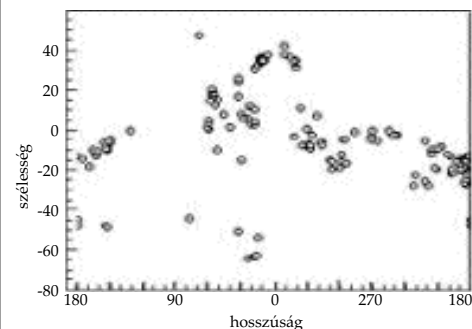
A krátertavak alakja rendszerint követi a kratersáncot, ami megszabja a tó maximális kiterjedését. Sokszor a tó nem tölti ki teljes mértékben a krátert. Esetben felfedezhetjük a tó közepén szigetként megjelenő központi csúcsot. A krátertő a lepusztuló kráter medencéjéből végleg el is tűnhet (Ries-kráter, Németország).

A becsapódásos eredetű krátertavakra a Földön kívül a Marson ismerjük a legtöbb példát, de ez esetben csak *paleotavakról* beszélhetünk, mert a vízkitöltés már megszűnt, róla csak üledékeik árulkodnak. A nagyobb marsi krátertavak üledékesedését vizsgálva a marstörténet különböző időszakai tárulnak elénk.

A marsi (paleo-) krátertavakból több mint százat számláltak meg. Felszíni elhelyezkedésük korrelál a marsi folyóvölgyekével (20° d-i szélesség körüli gyakorisági maximummal). Típusaik környezetükkel való kapcsolatuk szerint: *zárt rendszer* (csak befolyó víz), *nyílt rendszer* (be-és túlfolyó völgy), ill. *tólán*c (egy völgy több kráteren is végighalad) (Cabrol 1998). A marsi krátertőmedencékben a befolyásoknál deltát, üledékes eredetű teraszokat, partvonalat, evaporitokat figyeltek meg (Cabrol, Grin 1999). A Gale kráterben lévő paleotó talán a máig tartó amazoniszi korban is aktív lehetett.

A modellszámítások alapján nem zárható ki, hogy a Vénusz történetének korai periódusában a felszínen folyékony víz is létezhetett, így a bolygón lehettek vízzel kitöltött krátertavak is.

A földtörténet azon időszakában, amikor már kicsapódott a víz a lehülő felszínre, de még nem jöttek létre a kontinensek magterületei (ha volt ilyen időszak), a nagyobb medencék sáncai (mint az első szárazföldek) óriási zárt (idővel esetleg



kiédesedő) tavakat vághattak el az akkor globális óceán vízfelületétől.

A holdakat tekintve a Jupiter Europa holdján a nagyobb becsapódások következtében a kéreg alól ugyan feltörhet víz, ám az azonnal megfagy, így krátertő nem alakulhat ki.

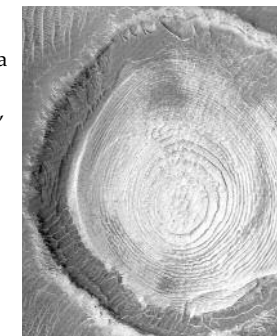
A Szaturnusz körül keringő Cassini űrszonda infravörös felvételei alapján elképzelhető, hogy folyékony szénhidrogénnel kitöltött becsapódásos kráterekben tavak találhatóak a Titánon.

Mivel a becsapódáskor hő termelődik, és a későbbiekben akár több száz vagy ezer évig posztimpakt hidrotermális aktivitás lehet a kráterben, ezekben a környezetekben – ha az a kráter az élet szempontjából még épp túl hideg területen található – átmenetileg az életnek kedvezőbb környezeti feltételek (*impact oasis*) alakulhatnak ki. Ilyenek elképzelhetők a Marson, a Földön vagy a Titánon (O'Brien et al. 2005, Cockell és Lee 2002) is (lásd: *kráterek biológiája*).



227. A New Quebec 3,3 km átmérőjű becsapódásos kráterben kialakult tó (Kanada)

226. Balra: 160 db., 10 és 404 km közötti átmérőjű feltételezett krátertő elhelyezkedése a Marson Cabrol szerint. Ezen krátertavak múltbéli létezésére a kráterfenéki üledékretegek alapján következtethetünk.



228. Üledékreteg-sorozat egy 2,3 km átmérőjű kráterben, mely a nagyobb Schiaparelli kráterben található a Marson (MGS MOC2-403) (Kargel 2004 p. 93)

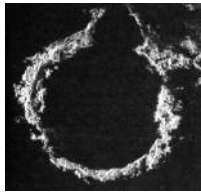
229. Lent: a Soutpan (Tswaing) kráterben igen sós (hiperszalín) tó található, mely évmilliók óta gyűjti az üledéket (Dél-Afrika)



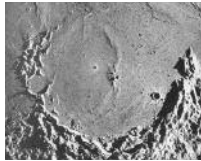
LÁVABORÍTOTTA KRÁTER/MARE, FANTOMKRÁTER

Maradványkráter, fantomkráter

Smooth floor crater, dark material on the crater floor buried crater, ghost crater,



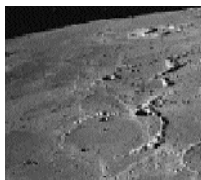
230. 40 km átmérőjű részben eltemetett ikerkráter (a Heloise) (Vénusz, 40,0° é, 51,9° k, Magellan radar)



231. A holdi Letronne kráter a Viharok óceánján. A teljesen elöntött északi sáncot felszíni redőgerincek vonala jelöli ki (Spudis, p. 39)



232. 20 km átm. fantomkráter (-gerinc) Mare Cognitum DK-i vidékén. A krátert láva borította el (AS16-M2834)



233. Fantomgerinc a Holdon (ferdetengelyű Apollo-felvétel)

A mare kifejezés a Holdon olyan olyan becsapódásos medencéket jelöl, melyeket később láva töltött ki. Olvadék keletkezhet becsapódás közvetlen hatására. Ilyenkor a robbanás okozta hó megolvashatja a kőzeteket. A kráter alatt található kőzetek megolvadását a gyors nyomáscsökkenés segíti. A medence vagy kráter területén az anyag eltávozásának következtében a kráteraljzat a köpennyel együtt izosztatikusan megemelkedik, ennek nyomán a kéreg vékonyabb és repedezett lesz. A vékonyabb kéregben futó repedéseken keresztül utólag is könnyebben tör a felszínre a magma. A megemelkedés konvekciós áramlatokat hozhat létre az asztenoszférában, amelyek újabb lávaanyagot juttathatnak a felszínre a becsapódáskor keletkezett repedéseken keresztül, és fenntartják a vékonyabb kérget (Elkins-Tanton et al. 2004).

A Holdon a Föld felőli oldal kérgé vékonyabb, ezért a legtöbb mare terület itt található, míg a túoldal medencéit csak részben (129b ábra) vagy egyáltalán nem tölti ki bazalt, mert a magma a vastag kérgen nem tudott átjutni, s még felszínre érés előtt megszilárdult. Abban, hogy a láva eljut-e a felszínre, a köpenyáramlás (pl. iránya) is szerepet játszik.

A holdi marék nem a becsapódáskor (impakt-olvadékként) keletkeztek, hanem – a felszínen talált bazaltok kormeghatározása alapján – kb. félmilliárd évvel később ömlöttek ki. (A sudburyi becsapódás (Föld) olvadékjai ellenben valószínűleg azonnal keletkeztek és nem utómagmás működésben.)

Fantomkráter *Obscure crater, ghost crater*

Fantomkráternek neveik a valamilyen anyaggal beborított krátert (ez lehet láva, por vagy egyéb anyag). A Hold esetében ilyen lehet egy mare területen belül, a bazalttal a pereméig elöntött kisebb kráter, amelyet a bazaltelöntés kívülről ért, de a kráter medencéjét végül belül is kitöltötte (pl: Letronne kráter, Hold). A mare elöntés teljesen előlontheti, elfedheti a krátert – ezeket ma már közvetlenül nem ismerhetjük fel. A vékonyabb rétegben elöntött kráter sánca a bazaltelöntésen keletkezett redők vagy az átöröklött domborzat révén követhető lehet.

Lávával elöntött (*buried*) kráterek más égitesten, pl. a vulkanikusan valaha igen aktív Vénuszon is

találhatók, igaz, nagyon kis számban.

A holdi kráterek közt találhatunk sok teljesen és részben elöntött, valamint el nem öntött, de körbefolyt krátert is. Ezzel ellentétben a Vénuszon látható kráterek mindössze 4%-át érte részleges láva-elöntés. A Vénusz mai felszínén látható becsapódásos kráterek többsége valószínűleg egy kb. 500 (±200) millió évvel ezelőtti globális láva-elöntés (*catastrophic resurfacing*) után keletkezett, s azok kevésbé erodálódtak azóta. (Grinspoon 1997, p. 258). Az elöntés előtti (ismeretlen számú) kráter teljesen a vastag lávatakaró alá került, így azok ma már nem mutathatók ki.

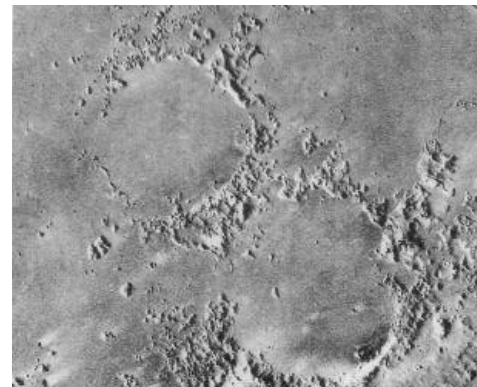
Fantomgerinc *Ghost ring* A fantomgerinc a fantomkráter sáncgyűrűje, amelynek csak egyes szakaszai láthatók (233. ábra).

A **Marson** a fantomkráterek szél erodálta, vulkáni vagy tavi üledékekkel borított krátert jelölnek.

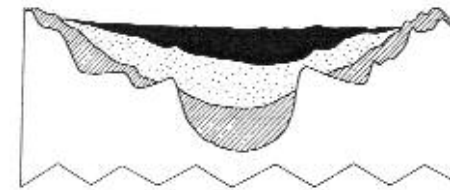
A **Merkúron** található lávával elöntött (holdi marékknak megfelelő) medencék igen kevés későbbi becsapódásnyommal az aljazaton. Becsapódásos olvadék és visszahullott törmelék borítja ezeket a krátereket (Rcf5-c5 geológiai egység).

A **Vénusz** egyes kráterek (cf geológiai egység) belsejét és belőle kiindulva a környezetét valószínűleg a becsapódáskor megolvadt és szétterült anyag borítja (Addams, Markham kráter, 362. ábra).

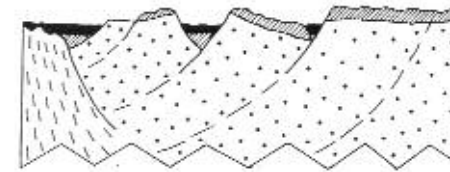
Nevezéktan. A lávával feltöltött holdi medencék neve hagyományosan (hold)*tenger (mare)*; a kisebb méretűek *tavak (lacus)*, a mare területek kitérkedései *öblök (sinus)*, a mare és terra területek átmenete *mocsár (palus)*



234. Fantomkráter a Marson: sánccfalmaradvány által kirajzolt 280 km átmérőjű kráterperem az Elysiumtól keletre (Viking Orbiter 672A64 Greeley 1985 p.175)



Mare Serenitatis



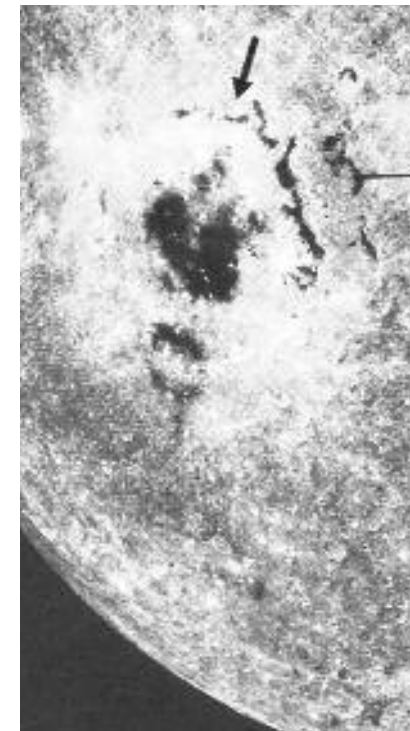
235. Két medence metszete a Holdról (Bérczi 2003)

IMBRIUMI MARE FORMÁCIÓ

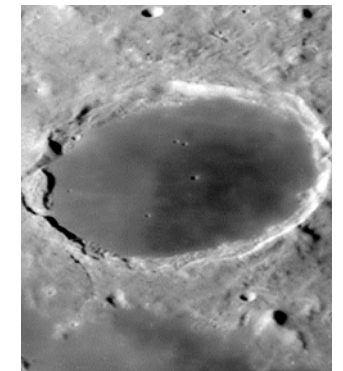
- Fialat mare-elöntés
- Idős mare-rétegek
- Törmeléktaakaró és impakt breccsa
- Alapkőzet

IMBRIUMI V. NEKTÁRI GYÜRÜS RÖGHEGYSÉG FORMÁCIÓ

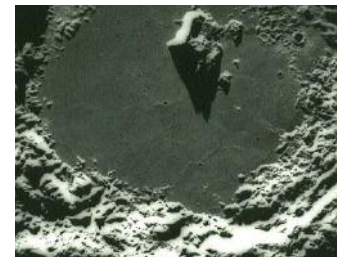
- Törmeléktaakaró és impakt breccsa
- Mare-elöntés
- Visszalökődő központi tömb
- Alapkőzet, vetődött rögök



236. A Mare Orientalének csak egyes részeit töltötte fel láva (v. ö. fenti ábra) (Zond 8 12-305 2525 H, Greeley 1985 p. 84)



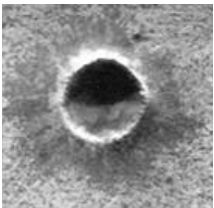
237. A lávával kitöltött Plato kráter (Hold) (M. Fiedler, T. Böhme web-kameras fényképe)



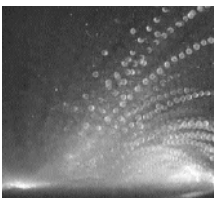
237b. A részben lávával kitöltött Ciolkovszkij kráter (Hold, Clementine-felvétel)

TÖRMELEKTERÍTŐ

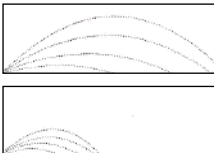
Törmeléktakaró Ejecta blanket, crater ejecta, fallback ejecta, circumbasin materials, distal ejecta,



238. A törmelékerítő a mélyebb felszíni rétegekből származó kőzetekből áll. Ezt jól jelzi, ha a felszíni rétegtől eltérő az albedója, mint ezen a marsi példán (Themis 20030417 2,3N 356,5W)



239. 3,5 mm átmérőjű üveggömbök becsapódása hasonlóan durvaszemcsés anyagba, 2 km/s sebességgel. A képen a kivetődő törmelék (gömbök) pályája látható. (Barnouin-Jha et al. 2005)



240. A törmelékek röppályája a Holdon (fenn) és a Merkúron (lent) eltér a különböző gravitáció miatt. (A Holdon messzebb jut.) (Strom 2003)

Törmelékerítőnek vagy törmeléktakarónak nevezzük a becsapódás nyomán kidobott majd visszahullt, a kráter mélyedésén kívül lerakódott törmelékek keverékét.

Minél kisebb az égitest gravitációja, annál távolabb jut a törmelék (240. ábra). A légköri súrlódás ezen túl is csökkenti azt a távolságot, ameddig a törmelék eljuthat. (A Vénusz forró légkörének sajátos fluidizáló hatása ezzel ellentétes.) A törmelékerítő anyaga összetört, részben megolvadt, gyakran a későbbiekben összementálódott impakt breccsa, olvadékok (a törmelékerítőben aránya 1–4% [Hartmann 2000]), impakt üvegek, por/hamu stb. A törmelék egy része a sáncan kívül, más része azon belül hull vissza.

A törmelékerítő anyagának egy része a becsapódás első fázisában dobódik ki igen nagy sebességgel (a kezdeti nagy energia miatt ebben gyakoribb lehet az olvadék), túlnyomó része a kiválás fázisában, kisebb sebességgel lökődik ki (kevésbé sokkolt kőzetekkel), általában 45°-nál kisebb szögben (239–240. ábra). Légkörrel rendelkező égitesten a ballisztikus pályán kidobott törmeléken kívül alapi torlóárként is kerül ki a kráterből finomszemcsés anyag, amelyet atomrobbantásokkor is megfigyeltek (4., 42., 44. ábra) (Montanari, Koeberl 2000).

A törmelékerítők közötti vizsgálat a több földi kráternél lehetséges; leírásunk részben ezeken alapszik.

A törmelékerítők rétegsora a korábbi rétegsornak közel a fordítottja (*inverted stratigraphy*). A kidobott anyag az eredeti, kidobás előtti települési sorhoz viszonyítva megfordult rétegsorral települ (hullik vissza), azaz az eredetileg legmélyebben lévő kőzetek kerülnek a törmeléktakaró legtetejére (241. ábra). Multi-spektrális műholdas távérzékeléssel a törmelékerítők megfigyelése más égitesten is lehetővé teszi a felszín alatti rétegek közetekének durva meghatározását.

A törmelékerítő különösen nagy medencék esetén alkalmas relatív kormeghatározásra, mert egyidejűleg nagy területet takar be a környezetétől jól elkülöníthető anyaggal. Példa: Merkúr: Nervo formáció Hold: Apennine Bench formáció; Montes Rook formáció (Wilhelms, McCauley 1971b).

A törmelék visszahullása során rengeteg másodlagos kráter keletkezik, ami a későbbi kozmikus erózióval együtt egyenletlen, dimbesdombos teszi a törmelékerítő felszínét.

A földi vulkánkitörések visszahullt hamujához hasonlóan (243. ábra) a törmelék szemcseméretét tekintve a krátertávolság függvényében jól osztályozott, ez légkörral bíró célobjektumoknál a leghatározottabb.

A visszahullott törmelék vastagsága a krátertől távolodva csökken. A törmelék a kráter közepétől távolodva sajátos anyagsorozatot alkot, melynek egyes

részei eltérő megjelenésűek és elnevezésűek:

A kráterkitöltő törmelék (*crater fill deposit*) vagy **breccsalencse** a kráter mélyedésébe a robbanás nyomán visszahulló (*fallback*), lencse alakú törmelékhalmoz. Breccsából és a részben megolvadt kőzetek (*impact melt rock*) keverékéből áll. A kráter fenekén a becsapódás folyamán létrejövő breccsalencse vastagsága fele-harmada a kráter végső (sáncgerinctől aljzatáig számított) mélységének (Melosh 1997).

A kráterkitöltő üledék (*crater fill sediment*) a kráter mélyedésében nem közvetlenül a becsapódás után, hanem a későbbiekben hosszabb időn át (évek, évmilliók alatt) felhalmozódó üledék (szél, víz, jég, lejtos tömegmozgás, esetleg elektrosztatikus porvándorlás szállította üledék). Kráterkitöltő üledékeket hoznak létre pl. a kráterfal csuszamlásai, amelyet más becsapódások keltette vagy egyéb eredetű földrengések, rázkódások is elindíthatnak.

A kráterperemen belül és kívül, de ahhoz közel számtalan nagy méretű, szögletes kőzettömb: **megablokk** található, amelyek a legközelebb hullottak vissza a becsapódáskor.

Kifelé ezután következik a **sánc** (*rim*) (lásd 37. oldal): a visszahullott anyag többsége itt, a kratersáncban tömörül, ami gyűrűshegység formát alkot a kráter medencéje körül.

A sáncan túl található a kráterből kilökött, a felszínt anyagával széles körben betakaró **törmelékerítő** (*fallout, ejecta blanket*).

Közvetlenül a kratersáncot veszi körbe a **folyamatos**, más néven **proximális törmelékerítő** (*continuous / proximal ejecta*). Ez kb. 5 kratersugárnyi távolságig húzódik és a takaró anyagának 90%-át tartalmazza, köztük nagyobb méretű törmeléket (megablokkokat) is. A folyamatos törmelékerítőben 1 kratersugár távolságig hullik vissza az összes kidobott törmelék kb. fele, s a törmelékréteg vastagsága kb. a távolsággal köbösen csökken (hivatk.: Moore et al. 2004).

A kráter és folyamatos törmelékerítője magas napállásnál környezetétől eltérő, egységes albedójúként tűnhet fel (lásd a Tycho kráter fényképét). Hasonlóképp a palimpszesztek esetében az eltérő albedójú kerek alakzat a kráter folyamatos törmelékerítőjét is magában foglalja.

Távolabbra a törmeléktakaró egyre vékonyodó és finomodó frakciójú. Elnevezése **szakadozott** vagy **disztális** (*discontinuous / distal ejecta*) (Példa: Fra Mauro formáció (Imbrium-medence), Hevelius formáció (Orientale-medence)). Légkör megléte esetén ezt pusztítja le leghamarabb az erózió.

A szakadozott (disztális) törmeléktakaróhoz tartozhatnak a tektitek, amelyek a becsapódáskor elpárolgó majd gyorsan újraszilárduló szeferanyag (*impact vapor plume*) kicsapódó gömböcskéi, szferulái.

A törmeléktakaró (és a kráterbe visszahullt törmelék) anyagában átalakult és eredeti állapotú, de összetört kőzetek vegyesen fordulnak elő. A suevitbreccsa főleg a mélyből származó és kisebb részt eredetileg felszínen levő anyag törmelékeiből áll. Kb. 70%-ban megolvadt, s az olvadék mátrixa cementálja össze a szögletes



241. Kráterek belsejéből kidobott anyag települése (Meyer 1987)

törmeléket. A suevit, mint azt a Ries-kráter esetén Nördlingen város lakói bizonyították, könnyen faragható építőanyag (Benton 2003 p. 107).

A törmelékerítő lehet egyrétegű **radiális** (vagy száraz-ballsztikus) (Single Layer Ejecta, Radial: SLER), amit a becsapódáskor ballisztikus pályán kidobott törmelék alkot; vagy rétegzett/lebenyes (vagy fluidizált), melyet egy vagy több törmelékréteg alkot, ami fluidizálva rakódott le a kráter körül (*részletezve lásd: lebenyes kráterek*, 39. oldal) (Barlow et al. 2000).

A törmelékben előforduló kőzettípusok:

– **Breccsásodott alapkőzet** (helyben maradt breccsalencse): a tranziens kráter eredeti aljzata alatti régió, amelyet a robbanás lökeshulláma részben összetört, de az így képződött egyes blokkok jelentős mértékben nem mozdultak el. Az ilyen **parautochton** (hasonló és eredeti helyben maradt) kőzetek (*parauchthonous rocks*) a kráteraljzat alatt *lefelé* együttesen elmozdulva (és nem kilöködve) keletkezett kőzetek (pl: litikus breccsák).

– **Elmozdult, allochton** (más helyre került) kőzetek (*allogenic units*): Breccsák, kőzetolvadékok, amelyek a kráterkitöltő törmeléket és a kratersánc körüli törmeléktakarót alkotják; s amelyek *nem* mai helyükön (az üledéktakaróban) jöttek létre, hanem máshonnan (a kráterből) kerültek oda (kidobással). Pl: olvadékbreccsa, suevit, breccsalencse, kilöködött törmeléktakaró (ejecta). Allochtonok a kráter mélyén található breccsa-telések is.

A **pszeudotachilit breccsa** a kráter alatti kőzetekben található telér (dike)-szerű szabálytalan impakt breccsa (pl. Sudbury, Vredefort). A tömbök mérete a mikroszkopikustól a több száz méteresig változhat. Mivel eredetileg a kráter alatt keletkezik, erózióval kerülhet a felszínre.

A törmelékek fajtái elhelyezkedésük szerint:

– **a kráter alatt:** parautochton kőzetek, allochton breccsa-dike-ok, pszeudotachilit.

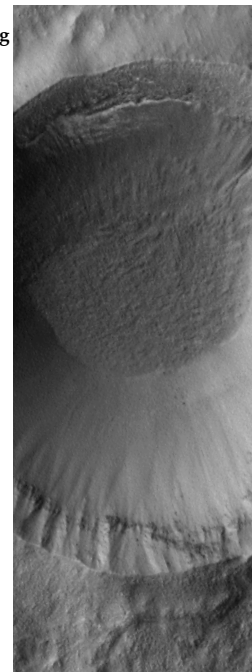
– **a kráterben:** kráterkitöltő törmelékek (litikus és olvadékbreccsák – suevit) és üledékek

– **a kratersáncban és azon túl:** kilökött törmeléktakaró:

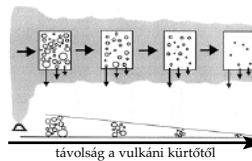
–Folyamatos törmelékerítő, majd

–Szakadozott törmelékerítő

A törmelékerítőhöz már talán nem sorolható az az anyag, melyet a szelek továbbítottak távolabbi területekre, pl. mint amilyen pl. a Földön a kréta/tercier földtörténeti határon megtalált légkörből kihulló iridiumgazdag réteg. A légkör által távolabbra szállított por a Vénusz esetén jelentős mértékben járulhat hozzá a felszín borításához (lásd: *parabolacsóvjú kráterek*).



242. Egy 3 km átmérőjű marskráter a belső falán kibukkanó felszín alatti sötét réteggel, a kráter aljzatán pedig a csuszamlások és omlások nyomán felhalmozódott törmelékek (Mars, 37.5° d, 222.1° ny, MGS MOC)

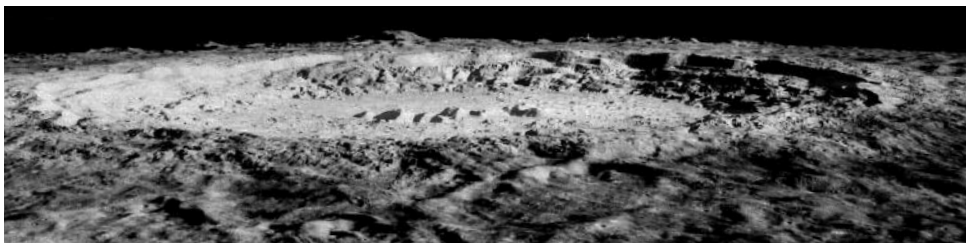


243. Párhuzam: a vulkáni kürtőből származó kitérés oszlop egy részét a szél elszállítja, így a kihullási felhőből az anyag távolra is jut. A távolsággal csökken a szórt és lerakódott piroklaszt (*ash-fall deposits*) vastagsága és szemcsemérete (Ash 2005)

244. Friss kráter a Mars „fagyott óceánjáról”: ezek a kráterek valószínűleg korábbi, porral beborított vízfelület jégtábláinak anyagában keletkeztek. Szinte alig vetettek ki törmelékterítőt. Lehetséges, hogy alakjuk ezért alig módosult a tranzienis kráter állapothoz képest (Mars Express)



245. A Copernicus kráter oldalnézetén jól láthatók a csuszamlásos teraszok és a sík aljzatú kráter arány- és magasságviszonyai (Hold, Lunar Orbiter PIA00094)



A PORÓZUS KISBOLYGÓK NAGYOBB KRÁTEREI

A C típusú (szenes kondrit anyagú) Mathilde kisbolygó űrszondás megfigyelései (NEAR szonda) és laborkísérletek szerint porózus vagy csak a gravitáció által egyben tartott törmelékhalom (*rubble pile*) szerkezetű kisbolygóknak létrejövő nagyobb / mélyebb kráterek esetén más égitestekkel ellentétben nincs jelentős törmelékterítő. A porózus testeket ért nyomás nem kiszórja, hanem inkább összetömöríti az anyagot. A becsapódások így jelentősen növelhetik a kis égitest sűrűségét (Housen, Holsapple, 2003). A kráterek mérete azért is lehet igen nagy az égitesthez képest, mert a porózus anyag jobban letompítja a lökeshullámot anélkül, hogy a kisbolygó szétrobbanna (Cheng-Barnouin-Jha, 1999). A Hyperion szaturnuszhold furcsa felszínéről készített Cassini-képek alapján inkább szivacsos szerkezetű égitestnek gondolhatjuk a Hyperiont is, mint kemény sziklából állónak.

A C típusú porózusabb kisbolygókkal szemben az S típusú (szilikátos anyagú) Eros és a Gaspra kisbolygón nagy távolságban is megtalálták kidobott anyag nyomát, illetve az Eroson sok nagyobb követ, blokkot mutatnak a fotók. Az ilyen kódarabokról korábban azt gondolták, hogy nem esnek vissza a kisbolygóra, hanem a kis gravitáció miatt elszöknek róluk a becsapódáskor elért sebességgel.

KRÁTERSÁNC, KRÁTERFAL

Gyűrűshegység, hegységgyűrű, kráterperem, hegység (Montes), sánchegység Crater rim, basin rim, rimcrest, ring mountain, massif, wall

A **sánc** a kráter gyűrű alakú, legmagasabbra kiemelt pereme, ahol a kivetett anyagok (kőzet, törmelék) olvadékokat is tartalmazó kevert breccsát alkotva egymásra rakódnak. A körbefutó gyűrű legmagasabb pontján belül és kívül lévő lejtők töréspontja közti részt soroljuk ide. A sánc a törmeléktakaró legmagasabb (legvastagabb) része. A krátersánc törmeléke a sánc-törmelék (*Pedestal ejecta* [belső és külső]). A sánc belső lejtői (*fala*) (*internal slopes*) sokkal meredekebbek, mint a külsők (*external slopes*).

A **kráterfal** a sánc legmagasabb pontján belül, a kráter belső aljzatáig húzódó lejtő, amely általában a kráterfal nagyobb blokkjainak csuszamlásával, esetleg kisebb törmelékek hullásával alakult ki a tranzienis kráter belső lejtőjéből.

A sánc alatt az eredeti felszín becsapódáskor kinyomódva kiemelt (azaz nem visszahullással felhalmozott) anyaga található. A kráterek sánca idősebb anyagokat tartalmaz a becsapódás időpontjánál, mert a kráter belsejéből (mélyebb rétegekből) dobta ki az anyagot a becsapódás lökeshulláma. Az ősi medencék hegységgyűrűi a legidősebb anyagok közé tartoznak a bolygófelszínen. A nagy medencék lepusztult sánca különálló blokkok és köztük lévő árkok láncolata. Földrajzi elnevezésük: hegység (Montes, t.sz.). Pl.: Hold: Montes Carpatius,

Montes Appenninus (a Mare Imbrium körül), Montes Rook formáció (az Orientale-medence körül) (Wilhelms, McCauley 1971b). **Mars:** Lybia (az Isidis-medence körül), Hellespontus (a Hellas-medence körül), Nereidum Montes, Charitum Montes (az Argyre-medence körül). **Merkúr:** Caloris Montes formáció (*cm* geológiai egység), (elavult elnevezéssel *Caloris mountains terrain* (Trask és Guest 1975)

A sánc ill. romjainak előforduló lehetséges magyar megnevezései (lásd még: lepusztulás)

Hegy/-ek (Mons, Montes, gori vagy hrebet (orosz) =hegy, hegyhát)

Hegység = Montes

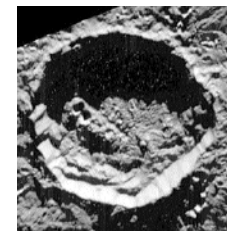
Sánchegység = nagy medencék jórészt lepusztult sáncanyagából álló vonulat

Szigethegy = Mons = a mare területekből szigetként kiemelkedő egyetlen csúcs vagy kis területen koncentráló csúcsok csoportja

Szigethegység = Montes, Mons = a mare területekből szigetként kiemelkedő számos csúcs, hegység

Szirt = Mons = csúcs a terra területen

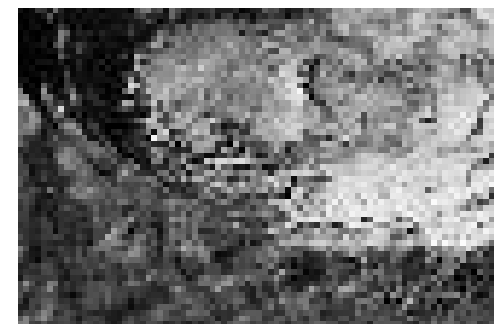
Hegy = Mons = hegység, hegylánc egy része, vonulata vagy nem besorolt viszonylag egyedülálló kiemelkedés.



248. A Rhyannon kráter (15 km). Jól látható a kráter jégbe vajt éles, csuszamlott fala (Europa, 81° d, 197° ny (Moore, 2001)



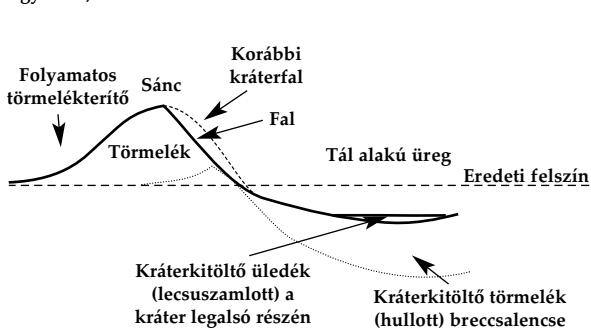
249. Az Appenninek a Holdon



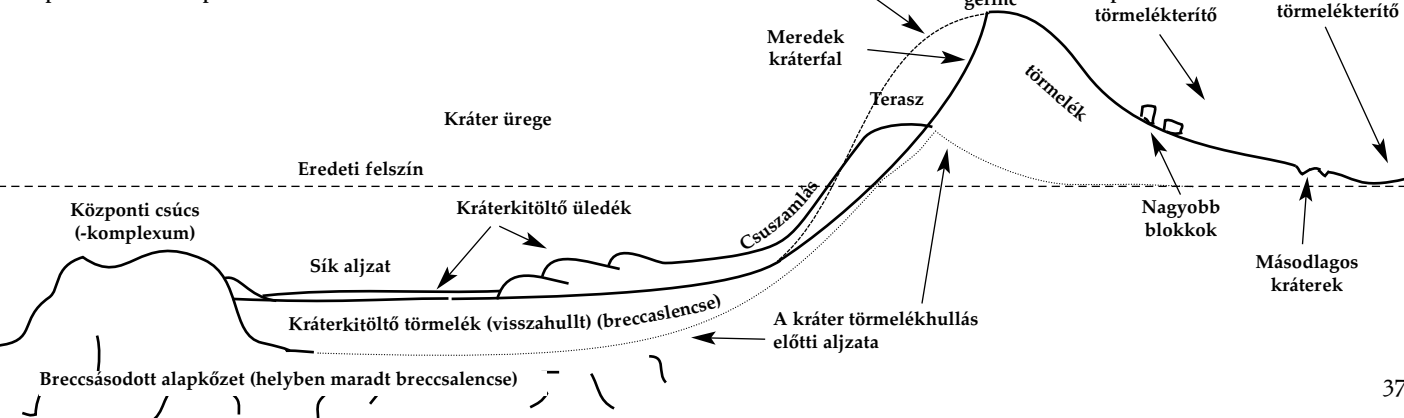
250. A 39 km-es Aristarchus kráter belső lejtőjén csuszamlások alkotta teraszokkal (Hold, Apollo, AS15-0326)

246-247. Kráter típusok idealizált metszetei a kráter egyes morfológiai és egyszerűsített közzettani egységeinek feltüntetésével (nem méretarányos)

Egyszerű, tál alakú kráter



Központi csúcsos komplex kráter



RAYED CRATERS

Crater rays, rayed crater, bright ray crater, ray system, bright ejecta



251. Small crater about 100 m in diameter on Mars, showing bright rays and dark inside (Kargel 2004, P. 97, MGS MOC M1000565)



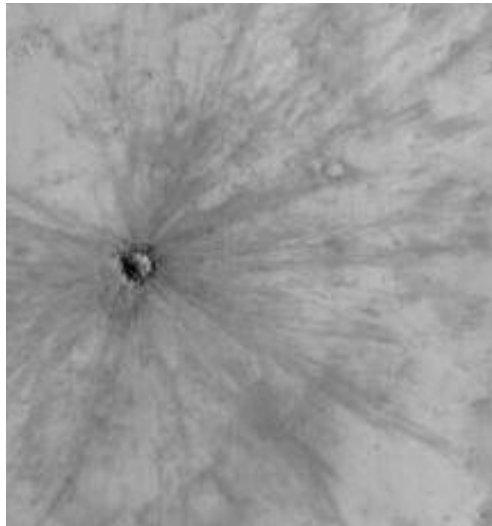
258. Surface of Callisto spotted with the albedo features of craters

252. A young crater on Mars of about 100 m in diameter, showing dark rays. Lack of segments in the rays can be observed at top left (6.9°S, 317.1°W Arabia, MGS, MOC2-803, RO801722)

The crater rays represent a picturesque kind of ejecta blanket. These are radial formations around young craters. Their albedo (light reflecting ability) is different from that of the their environment, appearing either brighter or darker than their surrounding.

Processes. The material, which is ejected upon impact with a velocity of 1 km/s or over, contains pulverised or melted material which solidified as glass, falls back along linear zones. The ejecta in a zone corresponds to the zones of jets thrown to a great distance in narrow segments at the initial phase of the impact (Fig. 44). After the fast jet the ejecta can fall anywhere around the crater. The jets might be braked by the atmosphere.

The rays consists of materials which have been brought to the surface in thin layer onto the older material. The contrast of the ray can be the result of the dissimilarities of the materials. On the Moon, for example, a lighter material (*terra*) covers the darker (*mare*) surface. The kind of rock may be the same, but the difference in the time of exposure to cosmic erosion give rise to difference in shade. On planets with no atmosphere the rays become paler as a result of the cosmic rays and the ultraviolet light of the Sun,



i.e. their albedo becomes closer to the environment. If atmosphere is present, then a dust may cover the rays, or a thin layer of the ray can be eroded.

The "optical freshness" of the rays is being used for determining the boundary of the Copernican and Eratosthenean ages on Moon. Formerly, the rays were thought to be loosing their shade within 1.1 billion years, but according to recent theories the rays consisting of dissimilar materials remain distinguishable for up to 3 billion years. They tend to disappear when the regolith becomes mixed. If the material of the rays is the same as that of the surface, the lighter shade is the result of the freshness of the material, and it could lose its different shade within a shorter period of time, i.e. within 0.8 billion years. This time is enough for the cosmic ray to oxidise the iron in the material. This is what causes the boundary line of the Copernican age (Ray Hawke et al. 2004).

The rays are not always radial relative to the crater, they can be tangential as well. The bright rays start beyond the dark halo (an ejecta blanket with dissimilar shade) around the crater in the photograph showing Tycho (Fig. 254). This might be an indication of the angle and direction of the impact, and may distort the orientation of the ray, as in the case of ejecta blanket having a butterfly shape, or with lack of segments.

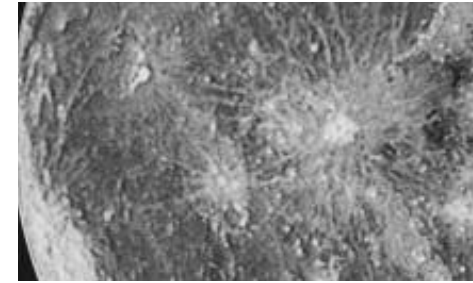
Rays might have been present also around large basins, but the erosion has obliterated them.

Bright halo. Ejecta blanket with dissimilar albedo may cover the surface in the vicinity of the crater in a continuous fashion as well in addition to the rays (Fig. 257). It is called bright ejecta if its colour is lighter. This is the indication of the young age of the crater always, e.g. on the characteristic "spotted" surface on Callisto (Fig. 258). Light halo can be seen around many smaller craters also on Mercury.

Dark rays are present on Mars on a dusty surface. The dark material of the deep layers is scattered around the crater. The young age of the crater is indicated by the fact that the light dust falling from the atmosphere did not cover the dark parts entirely yet. Rays are rare features on Mars even at young craters, because the wind tend to eliminate them quickly. The small dark spots in the vicinity of the ridge in Fig. 252 are ejected boulders.

Typical examples: Zunil, Mars: a crater with 10.1 km diameter and rays extending to a distance of 1600 km (with scores of secondary craters). The quantity of the secondary craters is very low within the 16 rays. Beyond the rays, however, the number of secondary craters is calculated to be 107 (McEwen et al. 2005).

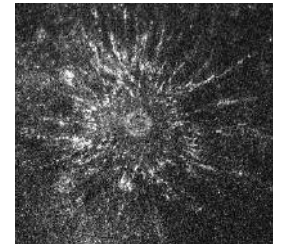
Mercury: 67°S, 55.6°, *Moon:* Tycho (rays can be traced to a distance of 3000 km), *Europa:* Pwyll (rays can be seen to a distance of 1000 km) (Fig. 377).



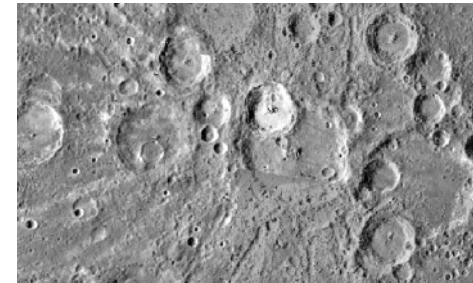
253. The distance of rays can be detected in the winding rays of Copernicus crater of Moon. It can be seen that they are not always radial relative to the centre of the crater, actually, they are perpendicular to the rim of the crater. The same can be observed in Fig 254 showing Tycho.



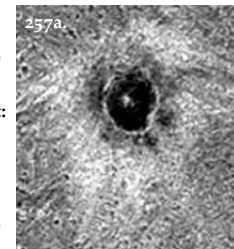
254. The Moon as seen when the Tycho crater is at the middle of the field of view. (Hartmann 2005, p.253). The rays start only beyond a dark halo, not directly at the crater. The ray indicate the location of the of the ejecta fallen on the surface; the chains of the secondary craters can also be seen in this zone (compare: secondary craters and Fig. 2,



255. Radar picture of rayed craters on Mercury (34°S, 347°W, John Harmon, Arecibo radar)



256. Above: Young rayed crater Kuiper (Mercury, 10.8°W, 60 km, Mariner 10)



257a-b. Picture to the right: a special albedo series can be seen around the craters of Ganymede: bright rays (Kenshu Crater, left) and dark halo within the ridge (Galileo, G112697)



PARABOLIC FEATURE, PETAL EJECTA



259a. A light coloured parabolic shaped are around a crater of 60 km in diameter



259b. A terrestrial analogy of the parabolic feature: the dust is deposited on an area of elliptical shape by the local wind. This is the result of model calculation of radioactive dust cloud caused by a nuclear attack on Detroit, assuming a wind velocity of 25 km/h. (*The Effect of Nuclear War, Congress of the USA, 1979.*) The dust quickly disappears from the surface because of the extensive erosion, but it can remain there on other planets. Similar patterns might be caused by dust falling out after a volcanic eruption. Neither of them have parabolic shape, because dust has a continuous source (in the entire volume of an expanding sphere), as opposed to an impact, when the dust is deposited on the surface of an expanding sphere (Illés 2005).

CRATERS ON VENUS WITH PARABOLIC (DUST) FEATURE AND DUST HALO

Parabolic feature, air fall deposits, Radar-dark parabola, radar-dark feature, paraboloidal streaks

Craters with parabolic feature have been found on Venus and Titan so far, but it could occur also on Earth. Usually radar-dark pulverised material covers the areas around craters having diameter exceeding 11 km on Venus.

The shapes exhibited in the vicinity of craters of Venus have several different schemes of categorisation. One of them explains that the shapes are given by various stages of erosion: the most recent shape of the Radar-dark parabola (DP) (e.g. Stuart crater); which changes to clear dark halo (CH) after a time (e.g. Cassini crater), then it becomes a faint halo (FH) (e.g. Barrymore crater) as the erosion progresses, and finally it disappears (no halo, NH, Rand crater) (Basilevsky et al 2004).

According to another classification (Bondarenko, Head, 2004) the following types are distinguished: radar-dark diffuse feature (DDF), parabolas opening from this in the western direction (8-13 %), radar-dark halo (30-35 %), faint dark halo features (21 %).

The radar shapes observed on Venus are the indication of a number of processes:

- The shock wave of the atmospheric explosion pulverise the regolith before the impact around the crater.

- A portion of ejected fine dust will not fall out immediately because of the dense atmosphere, but thrown into a significant height (40-50 km), where it is entrained by the prevailing winds, and transferred in the direction of the wind. In the mean time the dust moves relative to the air as a result of the velocity vector obtained upon the impact, and tends to spread out to a wider zone in meridional direction also. The dust drops from the air and produces a trace consisting of fine dust cover. This zone covered with fine dust seem to be darker than its surrounding on the radar images, producing radar-dark zones. Many time this appears only as a contour of a parabola. The focus of the parabola is in impact crater, while the axis is parallel with the equator, i.e. with the wind direction (western). For this reason parabolas tend to be open always in western direction.

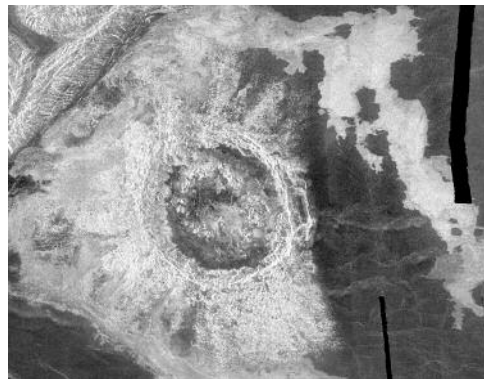
The material of the parabolas always means the youngest geological layer.

At least 60 craters on Venus (about 6 % of the total) have well visible parabola feature. Some of them can be traced to a distance of several thousand km. When no parabola is seen on the radar image, it can be caused by the fact that the dust is not very fine, or the parabola was already destroyed by erosion. It is possible then that 80-90 % of the surface is covered with overlapped and stratified parabolas. The stratified rocks observed on the surface pictures taken by the Venera probe is interpreted as petrified and eroded parabola sediment layers by Basilevsky (2004). Dust produced by terrestrial volcanic eruption or nuclear explosion tend to get settle in layers in similar fashion. For this reason the surface of Venus is mostly covered by dust which had been expelled by impacts from the deeper layers (Basilevsky et al 2004).

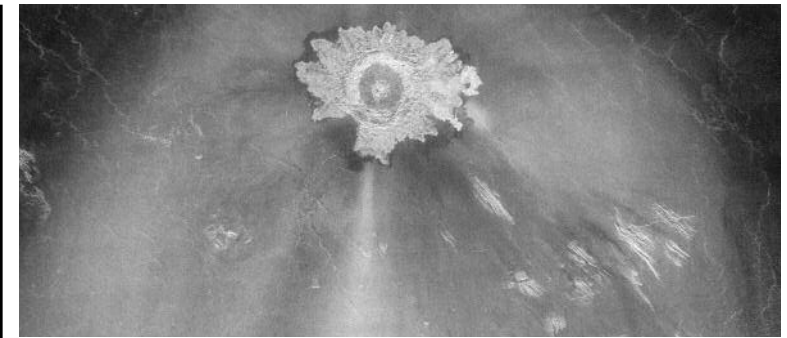
If the impactor does not reach the surface, then the traces of the pulverising effect of the shock wave appears on the surface only. There is not any parabola in case of such radar-dark spot, because no explosion occurred on the surface, which could have ejected dust into the higher parts of the atmosphere.

PETAL EJECTA BLANKET EXHIBITING A FLUIDIZED NATURE

The dense atmosphere of Venus can brake the velocity of the ejecta, but it can also facilitate the fast movement of ejecta by other effects. Carbon dioxide (gas) becomes a state of supercritical fluid when the temperature is above 31 °C and the pressure exceeds 73 bar. CO₂ can behave as a supercritical fluid in the temperature and pressure prevailing on the Venusian surface. In such case the ejecta might be spread in a manner which is similar to the flow of mud (Illés 2005). The thrown out and pulverised ejecta might be entrained by the turbulent flow of the dense and hot atmosphere which behaves like a fluid. The ejecta blanket fluidised in this manner produces shapes with



259c. The impact melt remained liquid for a prolonged time around Cohran Crater in the hot atmosphere (Magellan radar)



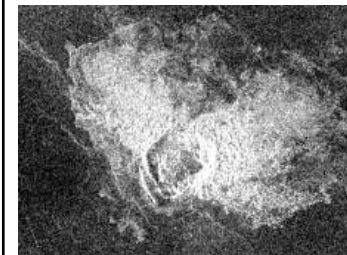
many lobes and edge similar to petals. The ejecta is transported to greater distances (to 1.5-2 times the radius of the crater on Venus) instead of 1-1.4 times the radius usually occurring without an atmosphere. On the other hand, the particles dropping on the surface tend to depict the shape (projection) of the turbulent ejecta cloud, thus producing a petal shaped edge of the ejecta blanket. This can be either irregular or symmetric (Illés 1992).

The Venusian crater having ejecta blanket with edge like a petal is similar to the lobed ejecta blanket on Mars that is formed with different mechanism, but also in a fluidized manner.

EJECTA BLANKET WITH MISSING SEGMENTS

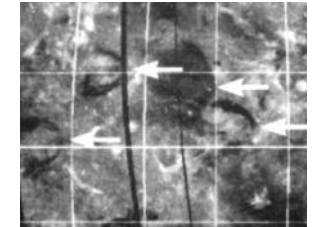
When an impactor arrived at an angle, then a dense atmosphere tend to get hot along the path of the impactor, and the produced turbulent flow hinders the flight of ejecta in this direction. This is the reason why a segment is missing from the ejecta blanket of many craters on Venus (Fig. 259f).

Alternative explanation of the fluidised ejecta blanket. Fluidized mass transfer can occur also by means of so called acoustic fluidization. In this case the particles in the regolith are moved by fast vibrations. The theory explains the ejecta avalanches called *Sturzstrom* found on Mars, Io, Callisto, Phobos and Venus, which consists of extremely mobile ejecta material having volumes in excess of 10⁶ m³.



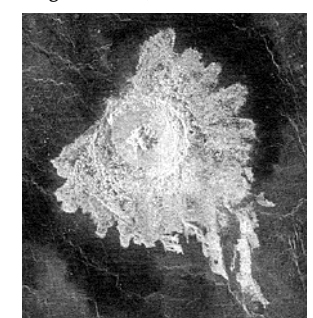
259g. A crater 8 km in diameter having butterfly shaped ejecta blanket. The impactor had come from the direction of the left bottom of the picture. (Venus, 12° N, 352° E, Magellan radar,

259d. Adivar crater having a diameter of 30 km (Venus, 9° N, 76° E, Magellan radar, F-MIDR 09N075)



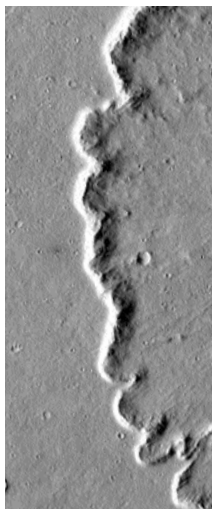
259e. Dark parabola features on Venus, that appear within a narrow latitude zone at both sides of the equator

259f. Below: Aurelia Crater (40 km) having a petal shaped fluidized ejecta blanket, with lacking segments. Light flow of impact melt can be seen on the radar image (Venus, 20.3°, 331.8° E, Magellan radar, F-MIDR 20N332)

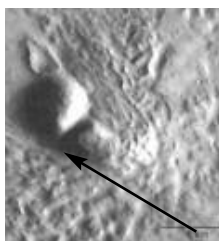


LEBENYETERÍTŐS KRÁTER

Rampart (peremgerinces), Pedestal (lépcsős), Pancake (Pn), Mound, Lump, Splash (posványos), Flower, Radial, Rd: Radially lined ejecta = Lunar-like), Transitional = Diverse, Lobe, Lobate Craters Fluidized ejecta blanket (fluidizált törmeléktakarójú), Single lobe, Double lobe, Multiple lobe etc. Egységesített nevezéktan: SLE vagy SL: Single Lobe Ejecta, egyrétegű lebenyeterítés (Single lobe rampart), DLE vagy DL: kétrétegű lebenyeterítés Double Lobe ejecta, MLE vagy ML: Multiple Lobe ejecta



260a. SLE kráter. (Mars 21°S 285°E) A distal rampart (peremgerinc) közelről. A tereplépcső itt 177 m magas. (teljes kép: köv. o.) (THEMIS VIS V05808002.)



260b. Lebenyeterítő részlete: látható, hogy nem hullott, hanem a képen jobbról folyt a törmelék, hisz egy korábbi kőtömb megállította útjában. (Mars, 179°ny, 29°é, MGS SP2-44305)

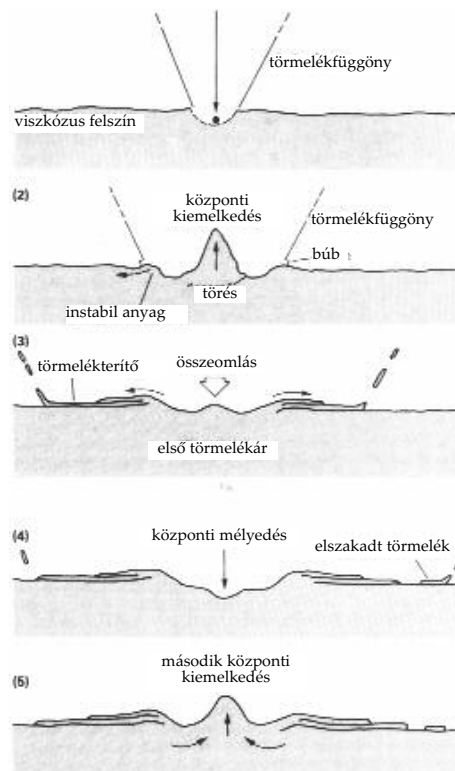
Az egy- vagy többretegű lebenyes szerkezetű törmeléktakarójú kráterek különlegessége törmeléktakarójuk, amely nem csak „szárazon”, ballisztikus pályán dobódott ki, hanem részben „fluidizálva”, „sárfolyásként” rétege(ke)t alkotva rakódott le, és jól definiálható vonalban, hirtelen, csipkézett vagy ívelt peremgerincben végződik (distal ridge / distal rampart), ellentétben a fokozatosan elvékonyodó hagyományos törmelékterítővel (radial ejecta). Ezek a lebenyeterítő (röviden: lebenyes) kráterek. Nem a fentiek szerint képződött krátereknél is látható tereplépcső morfológia, melyet erózió is létrehozhat (pedestal craters).

Eddig (2005) csak a Marson és a Ganymedesen (Shoemaker et al. 1982) találtak ilyen krátereket. A lebenyes törmeléktakarót valószínűleg a permafroszt vagyis az örökké fagyott regolitban található vízjég becsapódás hőjétől történő hirtelen felolvadása és a regolittal keverve sárfolyásos (mud flow) „kiplaccsanása” hozta létre a becsapódáskor, így fluidizált törmeléktakarós – azaz lebenyeterítés (muddy slurry – „posványterítés”) krátereknek nevezzük őket.

Átmérőjük a Marson általában 5–50 km. Az ennél kisebb vagy nagyobb krátereknek nincs lebenyes takarója, mert még nem érték el a jég réteget vagy annál mélyebbre hatoltak. A fluidizált törmelékterítő jól láthatóan különálló, egymás fölé települő, messzire hatoló lebenyekből (nyelvekből) állhat.

Hasonló folyamatok a Földön is lejátszódhattak pl. a sekélytengerben keletkezett krátereknél. A Chicxulub kráteránctól 230 km-re fluidizált portól származó üledéket találtak, bár egyértelműen nem sikerült bizonyítani, hogy ez is lebenyes kráternek tekinthető. Lebenyeterítőt földi kráter körül nem találtak, mert ha léteztek is, mára lepusztultak, de pl. a Ries-kráternél is feltételezik, hogy kialakult.

Morfológiájuk alapján megkülönböztetjük az egymásra települő teljes lebenyeterítőrétegek

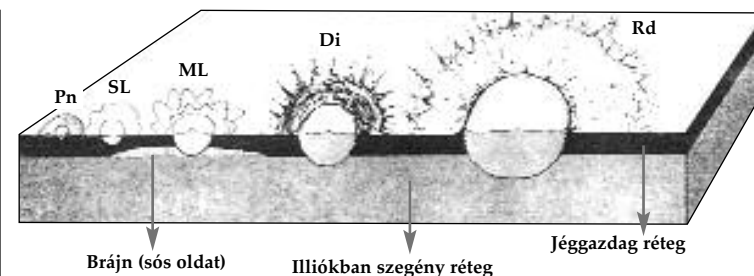


261. A lebenyes kráterek keletkezésének magyarázata Greeley (1985 p.177) szerint.

számát (egy, kettő, sok); elvégződésének futását (tagolt, tagolatlan) és domborzatát (peremgerinc, rampart), hirtelen tereplépcső (pedestal). Használják a palacsinta (pancake) kifejezést is. Genetikájuk alapján lehet felhalmozódó (peremgerinces) vagy eróziós kialakulásúak (pl: lépcsős).

A lebenyes kráterek standardizált általános felosztását Barlow és munkatársai (2000), miután már túl sok többé-kevésbé szinonim név volt forgalomban, a következő genetikaszemleges, leíró jellegű alaptípusúakra egyszerűsítették: – egyrétegű törmelékterítő SLE (single layer ejecta), – kétrétegű törmelékterítő DLE (double ~), – többretegű törmelékterítő MLE (multiple ~). Így mi is ezeket a standard rövidítéseket használjuk.

Törmeléktakarójuk alapján a következő típusokat különböztethetjük meg (Caplinger 1994, Mitchell et al. 2002, Barlow et al. 2000):



262. A lebeny morfológiája és a talaj illóanyagtartalma közti összefüggés. A jégben gazdag regolitba csapódó test palacsinta- (Pn, pancake) és egyrétegű lebenyes (SL, Single lobe/layer) törmelékterítőjű krátert hoz létre. A többlebenyes törmelékterítőt (ML, Multiple lobe/layer) sós oldatban gazdag brájnba történő becsapódás eredményezi. A sugaras törmelékterítő (Rd, Radial Ejecta) illiókban szegény réteget keresztező becsapódás hatására jön létre. A változatos (Di, diverse) morfológiájú törmelékterítő akkor jön létre, ha a becsapódás hasonló vastagságú illógazdag és illószegény réteget üt át (Barlow és Bradley 1990 nyomán)

PEREMGERINCES (RAMPART) LEBENYETERÍTŐ

A marsi kráterek egy része olyan törmeléktakarójú, mely jellemzően nem fokozatosan elvékonyodó szórt (hullott) törmelékből, hanem egy vagy több fluidizált, „sárfolyásos” módon kilöködött törmelékből áll. Egy ilyen „sárfolyási esemény” egy réteget hoz létre. Egy ilyen takarót nevezünk lebenyeterítőnek, megkülönböztetve őket a szárazon, ballisztikus pályán hullt hagyományos törmelékterítőktől.

A törmelékterítő lebenyes, ha létrehozója a kráter által átütött felszín alatti jég elolvadása (elpárolgása/fluidizációja a becsapódás keltette hő hatására). A Marson minél magasabb szélességen van a kráter, annál kisebb és sekélyebb kráter is elég ahhoz, hogy elérje a kritikus (jégtartalmú) réteget (R. Kuzmin, ill. J. Boyce munkái, 1980; Squyres, 1992). Az adott helyen legkisebb méretű kráterek tehát kirajzolják a marsi talajjég mélységét. (Kuzmin, Costard, 1988). A kráterek vizsgálata

Törmelékterítő-típusok a Marson kb. 4000 kráter alapján:

SL (egyrétegű): 51%
DL (kétrétegű): 6,6%
ML (sokrétegű): 11,8%
Rd („száraz”): 5%
Pn (palacsinta): 0,5%
(Barlow, Bradley 1990)



263. Kétrétegű lebenyeterítés (DLE, double lobe/layer) kráterek elhelyezkedése a Marson (Mouginis-Mark 2005)

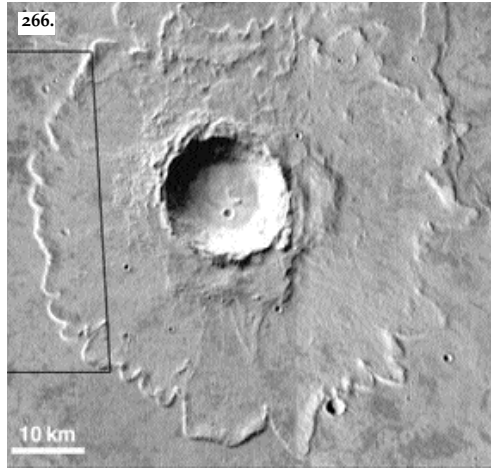
Egyrétegű...	...peremgerinces... (rampart)	...tagolt...	... lebenyeterítés kráter
Kétrétegű...	...lépcsős... (pedestal)	...tagolatlan...	
Többretegű...			

264. A lebenyeterítés kráterek egyszerűsített rendszere és nevezéktana

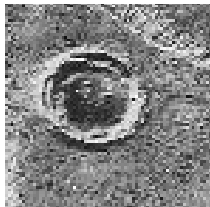


265. Egyrétegű lebenyterítő kráter (single layer ejecta=SLE). 7 km átm. (Mars)

266. Jobbra: egyrétegű, tagolt lebenyes SLE kráter a Sinai-síkságon (Mars, 21°d 285°k) (THEMIS nappali IR #I05059003). (A bekeregetett részt lásd a 260a. ábrán kinagyítva)

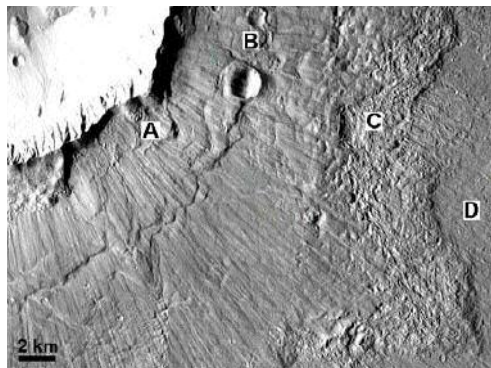


267. Dupla rétegű lebenyterítő kráter (16 km) (Mars)



268. A Poona kráter lebenytakarója sugaras mintázatú (Mars)

269. Kétrétegű lebenyterítő kráter (Mars). A: radiális árkok, B: régebbi kráter részleges előntése, C: a belső lebeny leszakadása, D: megváltozott szögű radiális árkok (Themis V09670012) (Mouginis-Mark, 2005)



alapján a legfelső talajréteg a sarkokon kb. 100 m, az egyenlítőn kb. 400 m mélyen található.

A marsi rétegzett kráterek többnyire szabdalt (szeldelt), vagyis lebenyes pereműek. A SLE rövidítés azonban mindössze annyit jelent, hogy törmelék (vagy sár)-takarója egyrétegű. Ha a kráterperem vonala nem folyamatosan ívelt, hanem szinuszosan hullámzó, akkor nevezhető lebenyesnek (vagy lebenyes rétegűnek). Ennek alapján a rétegzett törmeléktaarójú kráterek lehetnek lebenyes: szinuszos (S, pl. SLES) vagy nem lebenyes: ívelt (circular, C, pl. SLEC) elvégződésűek.

a) SLE – Egylebenyes/egyrétegű (single lobe ejecta vagy single layer ejecta). Fluidizált kidobott takarójú kráter, egyetlen anyagréteggel.

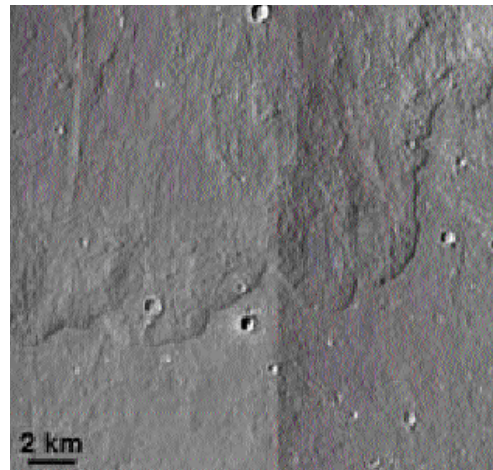
Lebenyének általában peremgerinc elvégződése van (*distal ridge, rampart*), a peremgerinc tereplépcsősége a Marson általában 60–80 m (Fagents 2005).

b) DLE – Dupla lebenyes/kétrétegű (double lobe ejecta vagy double layer ejecta). Két, jól elkülöníthető réteget tartalmaz törmeléktaarója; a második réteg általában kisebb átmérőjű és az elsőre települ. Abban térnek el az SLE és MLE típusától, hogy nincsenek másodlagos kráterek, hanem radiális barázdák láthatók lebenyeiken és nincs peremgerincük (Mouginis-Mark, 2005).

Két rétegük eltérő morfológiájú, így elképzelhető, hogy eltérő hatások hozhatták létre.

A radiális barázdás krátereket Barlow és Bradley külön osztályba sorolja a lebenyes kráterektől (*Rd, Radially lineated ejecta craters*). A radiális alakzat arra utal, hogy ballisztikus pályán is történt anyagkidobás; de ez keveredhet (alá- vagy rátelepülhet) a fluidizált takaróra is. Ha csak ballisztikus törmelék kidobás történt, az a hagyományos „holdkráterek” kialakulásával egyezik meg. Lehetséges, hogy a két réteg egy vizes és egy száraz réteg kidobott törmelékét tartalmazza.

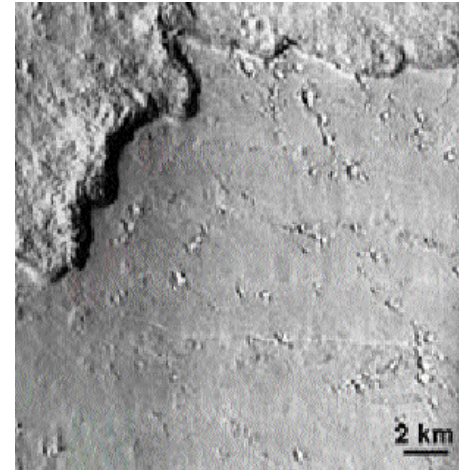
A kétrétegű törmeléktaaró utalhat folyóvízi vagy állóvízi környezetbe érkező becsapódásra is (Cockell, Barlow 2002), ahol az üledékrétegek eltérőek lehetnek, és a vízben mozgó ill. légkörbe is kivágódó törmelék más utakat járhat be.



270. Két rétegű lebenyterítő (DLE) kráter lebenyvégződése. (Mars, THEMIS V09670012)

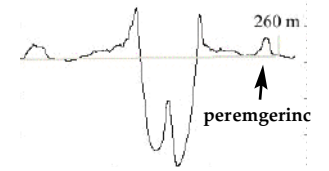
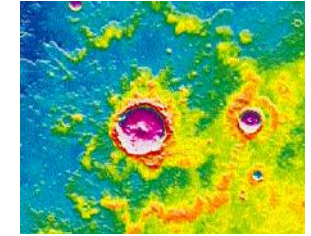
c) MLE – Többlebenyes/többrétegű (*multiple layer ejecta, ML: multiple lobe ejecta*). A kráter körül kettőnél több teljes vagy részleges anyagréteg található a törmeléktaaróban (Barlow, Bradley 1990). A törmeléktaaró peremgerincben végződik és másodlagos kráterek is gyakoriak körülöttük (Kargel 2004 p. 98, Barlow et al. 2000). A dupla takarót valószínűleg a marstalajban két szintben levő víz/jég hozta létre avagy azt jelzi, hogy a kráter gödre áthatolt a permafroszton (és megolvastotta), valamint elért egy mélyben lévő vízázó réteget is.

A **rampart (peremgerinc) kráter** kifejezést az irodalom sokszor mindenféle lebenyes kráterre használja. Balow et al. (2000) azonban a talapzatot a lebenyek végén található kiemelkedéssel (*distal ejecta ridge vagy distal rampart*) azonosítja, így azok a SLE, DLE, MLE kráterek, melyek rétegzett törmelékterítőjének vége kiemelkedik, rampart kráterek (pl. SLER). Ennek alapján a nem tereplépcsőben elvégződő és nem is felboltozódó végződésű rétegek, vagyis azok, melyek lefelé ívelten végződnek: a palacsintakráterek (*Pancake (Pn), Single Layer Ejecta Pancake - SLEPn*). Ezeket egy sík, lepenyszerű takaró veszi körbe. A SLEPn-ek Costard szerint erodálódott DLE-k belső rétegei, ahol a külső lebeny elerodálódott (337. ábra). Barlow és Bradley (1990) szerint azonban

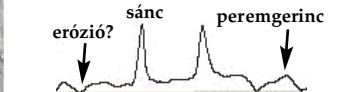
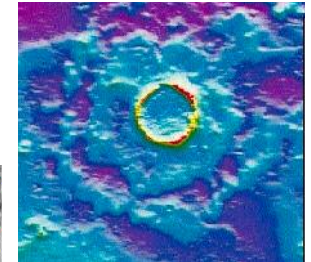


271. Többrétegű lebenyterítő (MLE) kráter lebenyvégződése (Mars, THEMIS, V05710012) (Mouginis-Mark 2005)

Különféle (talapzatos és lépcsős) kráterek összehasonlítása színfokozatos térképeken (Mars, MGS MOLA) (Mitchell et al, 2002)



272. Egy 51 km átmérőjű talapzatos (rampart) kráter. 57.9°é, 58.5°k, Mars. A törmeléktaaró vége kissé kiemelkedik, mint azt a magassági profil mutatja.



273. Egy 22 km átm. kráter: mutatja a lépcsős (pedestal) kráterek jellegzetességét is, de egy „gyűrűben” ott található a törmelékterítő távoli peremgerince (*distal rampart*) is. Mars, 51°N, 54°E.



274. Lebenyterítős kráterek a Ganymedesen (Galileo, G01609)

a palacsintakráterek a lebenyes kráterek legegyszerűbb típusai.

d) Sziromlebenyes törmelékterítős (petal ejecta) kráterek.

Morfológia: a takaró néhány, jól meghatározott (gyakran átfedő), csúcsos végű „virágsziromba” rendeződik, ahol a virágszirom értelmezhető jól fejlett (tagolt, szabdalt) lebenyként is.

Virágszirom peremű (azaz erősen szabdalt, sokszor csúcsban elvégződő nyelvekből álló lebenyterítőtű) kráterek a Vénuszon is előfordulnak, ahol a morfológiailag hasonló alakzatok a sűrű légkör miatt jönnek létre. Ott a turbulens légáramlatok kapják fel és sodorják távolabbra a törmelékot, de elképzelhető egyfajta torlóár szerepe is, amelyben a sűrű CO₂ légkör szuperfolyékony állapotban folyadékként viselkedve sárfolyásszerűen teríti szét a törmelékterítőt (Illés 2005).

A lebenyesség mértéke A lebenyesség (Γ , lobateness) (törmelékterítő peremének szinuszosossága, csipkézettsége) mértékének kiszámítása:

$$\Gamma = k/(4\pi A)^{1/2}$$

ahol k: a törmelékterítő kerülete,

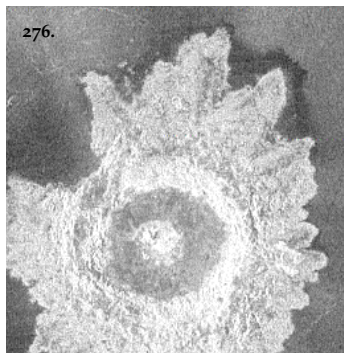
A: a törmelékterítő területe (Barlow 1994).

A lebenyes törmelékterítők jellemzésénél fontos paraméter a fluidizált törmelék mozgékonyossága (ejecta mobility radio, EM). Ennek közelítése:

$$EM=1/r$$

ahol l: a törmelékterítő legnagyobb távolsága,

r: a kráter sugara (Barlow, Pollak 2002).

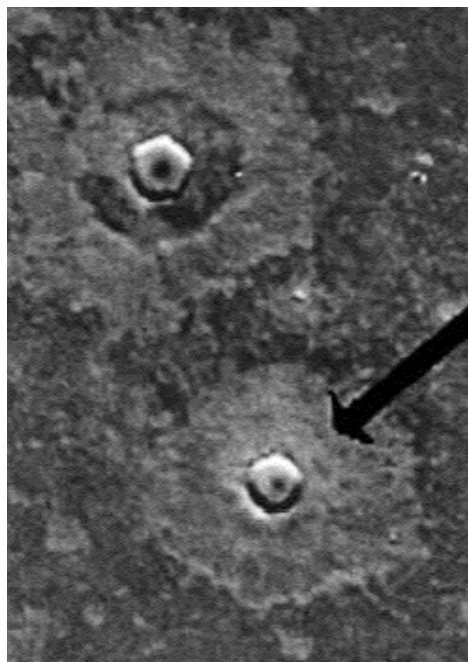


275-276. Jól tagolt lebenyes terítő a Marson (balra, Viking) és a Vénuszon (jobbra: Adivar, 29 km, Magellan radarkép). Látható a lebenyek morfológiai hasonlósága.

LÉPCSŐS (PEDESTAL) KRÁTER

Lépcsős (pedestal, Pd) kráter: erodált törmelékterítőtű kráter. A törmelékterítő nem fokozatosan magasodik a kráter sánca felé, hanem tereplépcsővel, de nincs peremgerince (distal ejecta ridge). A kidobott törmelék valószínűleg pajzsként védte az alatta levő, puhább kőzetet, melyet az erózió – esetleg szélerózió – az idők során lehordott. A kráter és törmelékterítője így (középen a kráter révén lyukas) „palacsinta-tanúhegyként” emelkedik környezete fölé. Keletkezhet szélerózióval is, de jégdús rétegbe történő becsapódással is, ahol a környezet anyaga idővel elszublimált (Barlow 2005b). A törmelékterítő „rágott” peremű is lehet (278. ábra), mint egyes szublimáló anyagú / hátravágódó tereplépcsők esetében.

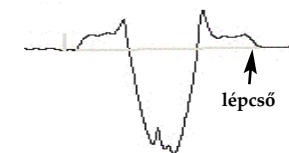
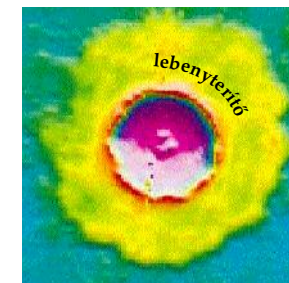
A pedestal crater kifejezést gyakran használják minden olyan kráterre, amelynek nem tagolt lebenyterítője van, különösen, mert eredetük (eróziós vagy sem) sokszor nem kideríthető.



277. Két, kétrétegű lebenyterítőtű (DLE) morfológiájú kráter a Marson, amelyek Cockell és Barlow (2002) szerint állóvízbe történő becsapódás nyomán keletkeztek (a feltételezett Oceanus Borealis aljzatán).



278. Egyrétegű palacsinta vagy lépcsős (pancake vagy pedestal) kráterek a Mars északi síkságán (Viking 60A53).

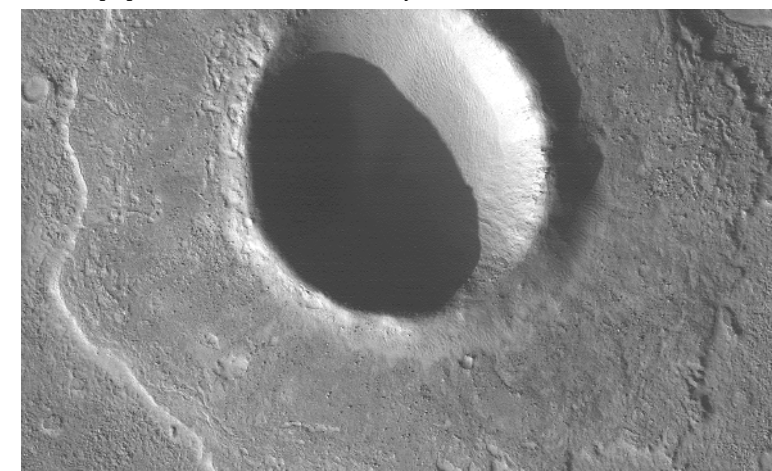


280. Egy 29 km átm. lépcsős kráter Mars, 49 °é, 118.5 °k (Mitchell et al 2002) Színfokozatos magassági térkép, MOLA.



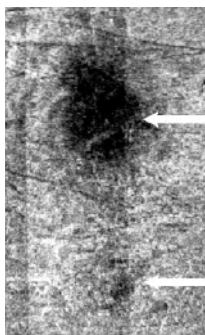
279. Apró „lépcsős kráter” (pedestal crater), inkább tanúhegy: a kb 100 m-es kráter törmelékterítője megőrizte az eredeti térszint egy apró darabon (Mars, 50,0° d, 77,8° ny, MGS MOC2-907)

281. Tereplépcsős kráter (Mars, 50,4° d, 14,3° ny, Noachis, MGS, MOC2-962)

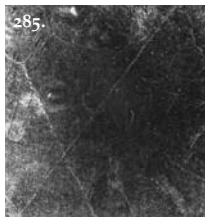
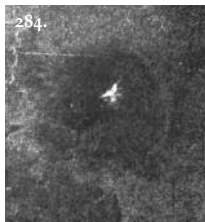
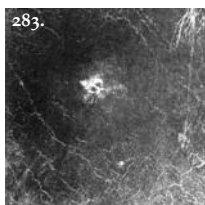


BECSAPÓDÁS KRÁTER NÉLKÜL

Tunguz-esemény, köralakú radarfolt
Splotche, airblast scar, circular radar reflectance feature



282. Dupla „splotche” (folt) a Vénuszon, hasonlóan a dupla kráterekhez. (59,8° é, 180,3° k, Cook et al. 2003, Magellan radar, C1-60N180)



A légkörrel bíró égitesteken előfordul, hogy a meteorikus test nem éri el a felszínt, ezért kráter nem keletkezik, azonban elég alacsonyan robban fel ahhoz, hogy egyéb képződményeket létrehozzon a felszínen.

Az óriásbolygókon, ahol nincs szilárd felszín, minden becsapódás tulajdonképpen ilyen „Tunguz-esemény”, azaz légköri robbanás felszíni nyom nélkül (Illés 1992, 2003).

A Vénuszon elég gyakran előfordul a kisebb becsapódó testek esetében, hogy a becsapódó test már a légkörben teljesen szétrobban, és nem is keletkezik kráter. Ilyenkor a lökeshullám (atmospheric blast wave) a becsapódás 3–4 kráter-átmérőnyi környezetében finommá őrli a vénusztalajt. A robbanás pontja alatt a felszínen ez a terület a Magella szonda radarfelvételein több kráterátmérő távolságig kiterjedő sötét foltként jelenik meg. Ezeket a területeket informálisan *spotche*-nak nevezik (Cooke et al, 2003).

Ezek a radarsötét területek a Földön 1908. június 30-án történt Tunguz-esemény (287. ábra) megfelelői a sűrűbb légkörű Vénuszon (Illés 1992), ahol a légnomás a földi 90-szerese. Ilyet esetleg még a Titán holdon láthatunk, ahol a földinél négyszer sűrűbb a légkör, ami az ottani kisebb gravitáció miatt 1,5-szer akkora felszíni légnomást tart fenn. Más szilárd felszíni bolygótesten a lényegesen kisebb légnomás miatt ilyen jelenség nem várható.

Ha nem elég nagy a becsapódó test mérete vagy a szilárdsága (pl. porózus a felépítése), akkor a légellenállás a felszín elérése előtt szétrobbantja a testet. A néhány centiméteres és deciméteres becsapódó testeket – sebességüktől, anyaguktól és szerkezetüktől függően – a földi légkör még nagy magasságban elporlasztja/elpárologtatja, de a 40–60 méteresek már elég alacsonyan robbannak fel ahhoz, hogy a robbanás lökeshulláma elérje a

283-284-285. Mind kisebb kráterek radarsötét folttal. A legelső képen már nincs kráter, míg a radarsötét folt (porrá őrölt regolit) megmarad (Vénusz, Magellan radar. Felülről lefelé: -20,7°, 338° MPRS 33962; 47,2°, 333°, MPRS 33987; -19,6, 339°, MPRS 36838. Minden kép kb. 60 km szélességű területet mutat) (Science, 1991. ápr. 12)

felszínt (Kereszturi, 2004). A radarsötét terület mérete és a robbanás magassága a légkör sűrűségétől is függ.

Becslések szerint az 1882-es mócsi meteoritzáport létrehozó becsapódó test 5-6 méter átmérőjű lehetett. Nagy magasságban – kb. 20 km-en – robbant föl, darabjai egy 25 km nagytengelyű szórási ellipszis mentén szóródtak szét. Mintegy 3000 db meteoritot gyűjtöttek össze Mócs környékén, 10-12 falu határából (Londoni Meteorit Katalógus, 1985).

Itt említhető meg, bár ismert példa nélkül, hogy a mélytengerbe történő becsapódás esetén sem éri el bizonyos mérethatár alatt a becsapódó test az óceán alját, így krátert nem hoz létre, bár hatásaira más megfigyelésekből következtetni lehet.

Kérdés, hogy vajon a Földön a „Tunguz-meteor”-ral kapcsolatban látható-e a radarképeken ilyen radar-sötét vagyis porrá zúzott terület, és az mekkora. Lehet, hogy a földi intenzív erózió miatt a radarsötét porrá törés területe száz éves távlatból ma már nem deríthető ki a Tunguz-meteorral kapcsolatban sem, és az öregebb krátereknél még reménytelenebb a dolog (Illés 1992, 2003).

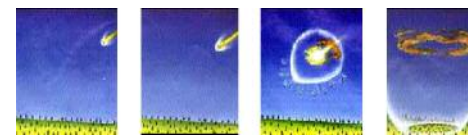
Amikor a becsapódó test vagy annak darabjai ugyan erősen lefékeződve, de földet érnek, egyszerű gödör keletkezik:

GÖDÖR Penetration Crater Csak mechanikusan „lepottyánó”, a légkörben már lefékeződött vagy szétrobbant és kis sebességgel lehullt darabokból álló meteoritek által ütött nyom: egyszerű gödör a Földön (290a, 290b ábra).

286. *Chronicles of Prodigies* (1557) Conrad Lycosthenes fametszete égből hulló halált hozó kövekről

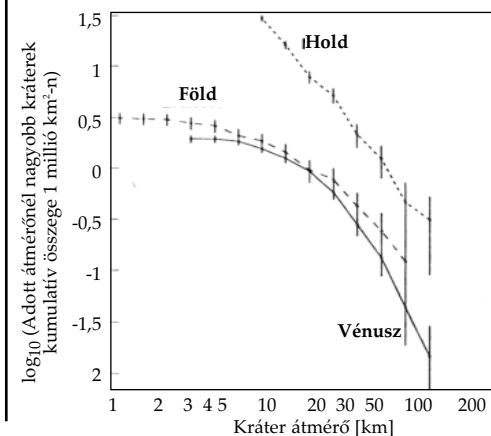


287. 1908-ban a Szibéria felett (60° 53' 09" é, 101° 53' 40" k) kb. 10 km magasságban felrobbant üstökösmag vagy kisbolygó radiálisan kidöntötte a fákat, kivéve a robbanás központját. Itt a fák álltak, de sem ágaik, sem kérgük nem volt. Az első expedíciót 1927-ben Leonyid Kulik vezette. A kép a becsapódás központjától 8 km-re készült 1929-ben

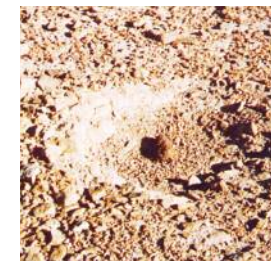


288. A Tunguz-esemény modellje: a meteorikus test széthullása, felrobbanása, és a lökeshullám felszíni hatása (www.mysterydatabase.com/english/Articles/tunguska.htm)

291. A légköri levágás határa a Vénuszon, a Földön és a Holdon. Légkör jelenlétében csak a nagyobb testek érik el a talajt, a kisebbek a sűrűlódás hője miatt elégnak (elpárolognak) a légkörben. Ezért a kisebb kráterekből egyre kevesebb van, s ez bizonyos kráterméretnél „levágást” okoz: ennél kisebb kráter már nem található a felszínen. A Vénuszon ez a határ kb. 3 km. A Titán levágási határa nem ismert (Science 1991. ápr. 12. alapján)



289. A Mount St. Helens 1980-as kitörése ugyanígy pálcikaként fektette el a fatörzseket, melyek ma is ott hevernek (Fotó: Hargitai H. 2005)



290a. Egy 80 cm átm. kráter, közepén egy 19 kg-os meteoritdarab. A meteoritdarab 18 cm mélységig hatolt. A kráter legalább 160 éves (Messenger, 1987. III/1)



290b. A Peekskill meteorit (202. ábra) egyik darabja a képen látható autóba csapódott.

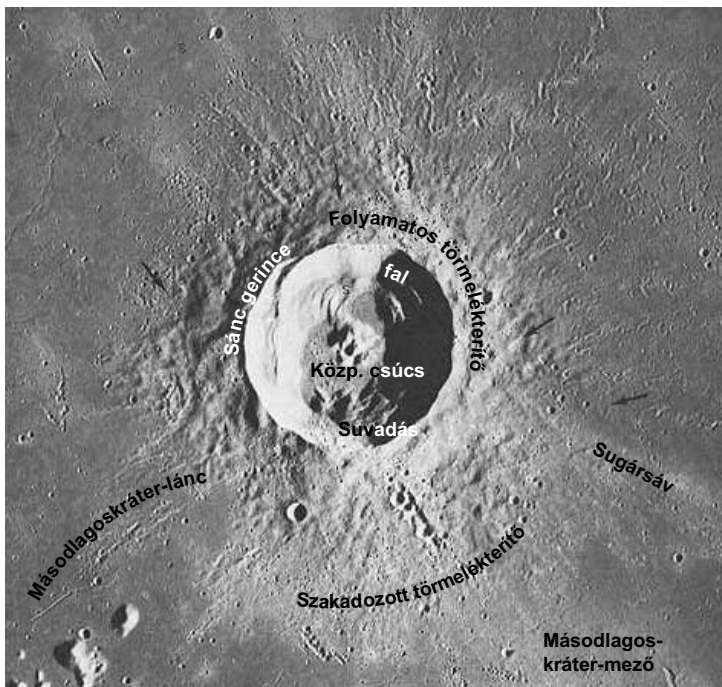
MÁSODLAGOS KRÁTER

Secondary crater, secondaries, satellite crater



292. A Pwyll becsapódáshoz kapcsolódó 450 és 30 m közötti átmérőjű másodlagos kráterek a Conamara-káosz 4x4 km-es területén (Europa, Galileo). Lásd még: 377. ábra.

293. Euler kráter (27 km) (Hold, Apollo 17 AS 17-2923) Greeley, 1985 alapján



A becsapódásos eredetű krátereknek a klasszikus felosztás szerint két fő típusa van: elsődlegesek (*primaries*) és másodlagosak (*secondaries*). Az elsődleges kráterek közvetlenül az űrből érkező, nagy sebességgel becsapódó test hatására alakulnak ki, a másodlagos kráterek a becsapódáskor kivetett anyag (nagyobb blokkok) kis sebességgel történő visszahullásától származnak. A másodlagos kráterek raja sugársávok formájában/mentén is megjelenhet. Előfordulnak mezőben vagy láncmintázatban. Jellemzők a V alakú másodlagoskráter-mezők, ahol a V csúcsa a becsapódás felé mutat (pl. a Copernicus másodlagos krátere).

A holdi másodlagos kráterek mélység/átmérő aránya kb. 1:10 (McEwen et al 2005) azaz sekélyebbek, mint az „elsődleges” kráterek, amelyek mélység/átmérő aránya 1:5.

A szakirodalom gyakran visszatérő kérdése, hogy a Hold, Mars stb. 1 km-nél kisebb krátere között

mekkora arányban fordulnak elő az elsődleges ill. a másodlagos kráterek. A kérdés gyakorlati, mert erősen befolyásolja a fiatalabb, főleg kisebb területek kráterszámlálásán alapuló kormeghatározását, ahol csak az elsődleges krátereket szabad figyelembe venni. Több elmélet szerint a kisebb kráterek túlnyomó többsége a Marson másodlagos (McEwen et al. 2005). Egy nagyobb becsapódás közelében a sekély, szabálytalan alakú, láncokba, mezőkbe, „heringcsont” alakba szerveződő kráterek egyértelműen másodlagosnak tekinthetők. A nagyobb becsapódásoktól messzebbre eljutó törmelék (*distant, background secondaries*) morfológiája azonban az elsődleges kráterekétől nem különbözik. Így pl. a marsi fiatal felszíneken a 300 m-nél, az idős felszíneken az 1600 m-nél kisebb krátereket általában nem veszik figyelembe a kormeghatározásnál.

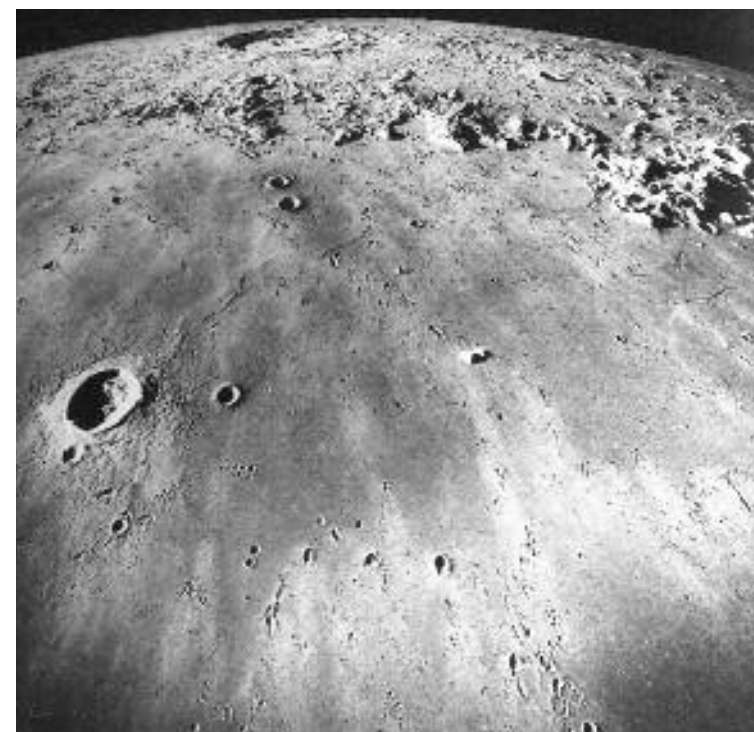
A nagy medencék keletkezésekor kilökött törmelék visszahullásával létrejött másodlagos kráterek nagy területet borítanak be. Sok helyen a medencére radiális láncokba rendeződnek. (pl. nektári medencék másodlagos krátere a Holdon [Nbc geológiai egység])

Típuspéldák: Hold: 55.5°S., 48°W., DK-Schiller C (Lunar Orbiter IV, 160, 167 sz. kép), 53 N., 24°W., ÉK-Sinus Iridum (Lunar Orbiter IV, 140, 145 sz. kép)

A **Merkúron** a másodlagos kráterek az erősebb gravitáció miatt a holdiakhoz képest közelebb található az „anyakráterhez” (*primary impact*), azaz térbeli elhelyezkedésük jobban koncentrált. Ezért a Merkúron egy fiatal kráter közelében levő korábban keletkezett kráter idősebbnek látszik, mint hasonló korú, de távolabbi társa.

Mars: McEwen és munkatársai (2005) a másodlagos krátereket a Cerberus lávasíkságon keletkezett 10 km átmérőjű Zunil kráter körüli másodlagos kráterek példáján vizsgálták. A becsapódás a modellszámítások szerint kb. 10 millió másodlagos krátert hozhatott létre, amelyek 1600 km távolságig is terjednek. A modellek szerint az egyetlen becsapódásból létrejövő tízmillió másodlagos kráter szokványosnak tekinthető a bolygón. A Pathfinder leszállóhelye körüli kis kráterek is másodlagosak lehetnek.

A másodlagos kráterek jelenléte segíthet eldönteni egy szokatlan megjelenésű elsődleges kráter becsapódásos eredetét. Az Európán található Callanish és Tyre szerkezeteknél (374., 350. ábra) a másodlagos kráterek jelenléte egyértelműen igazolta ezen sajátos kráterek becsapódásos eredetét (Moore et al. 2001).



295.



296.

294. Fenn: a Copernicus kráter (Hold) irányába nézve jól láthatók a szabálytalan, a kráter felé mutató V alakba és láncokba rendeződő másodlagos kráterek és a világos sugársávok. A kráterek és sugársávok elhelyezkedése jól láthatóan fedi egymást. Középtájt a Kárpátok-hegység látható (Apollo ferdetengelyű felvétél, Hartmann 2005, p. 253).

295-296. Másodlagos kráterek egy dupla lebenyes, 16 km-es kráter lebenyvégződésénél a Marson (295. MGS Themis V05451015) és az Európán a Tyre-makula körüli másodlagos kráterek (296., Galileo fotó)

ANTIPODÁLIS KAOTIKUS TERÜLET, ALBEDÓPAMACS

Dombos-vonalas terület, **hilly and lineated terrain**
Összetöredezett terület, **chaos, chaotic area, swirl**

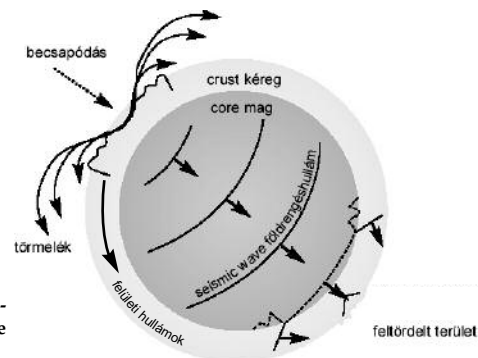
297. A Merkúr Caloris-medencéjével ellenlábás (antipodális, átellenes) terület, az ún. „dombos-vonalas” terület



BECSAPÓDÁS KELTETTE KAOTIKUS TERÜLET

Akkor beszélünk becsapódás keltette kaotikus területről, ha egy testet akkora becsapódás ér, hogy annak szeizmikus hulláma a test túloldalán fókuszálódva (*antipodal focusing*) a kérget összetöri (*seismic shaking*). Ehhez a céltest méretének és a becsapódás nagyságának éppen megfelelőnek kell lenni. A Merkúron a Caloris-medencével (361. ábra) szemközti (antipodális) területet (297. ábra) tekintik ilyen módon összetörtnek. A Holdon a Van de Graaff kráter környéke (299. ábra) az Imbrium-medence ellenlábasa, azaz azzal átellenes ponton fekszik. Az itteni kráterek fala sajátos mintázatú, talán a fókuszálódó rengéshullámok keltette csuszamlások vagy az itt fókuszálva lehulló törmelékek miatt.

A Thetys Odysseus kráterével antipodális terület



298. A Merkúr Caloris-becsapódásának modellje

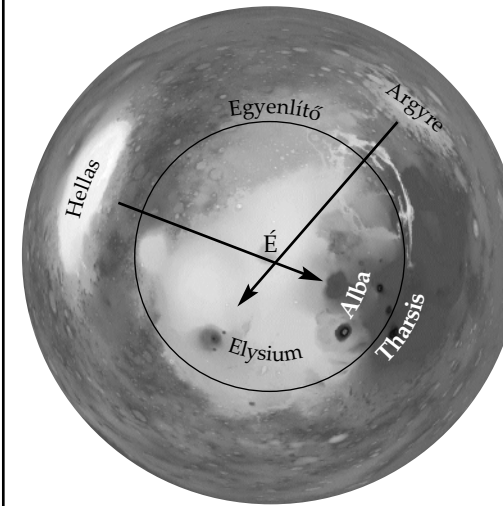
viszonylag sima síkság; ami lehet az antipodális hatás miatt, de lehet más okból, pl. utólagos lávaömlés hatásától is.

BECSAPÓDÁS KÖVETKEZTÉBEN LÉTREJÖTT ALBEDÓPAMACS

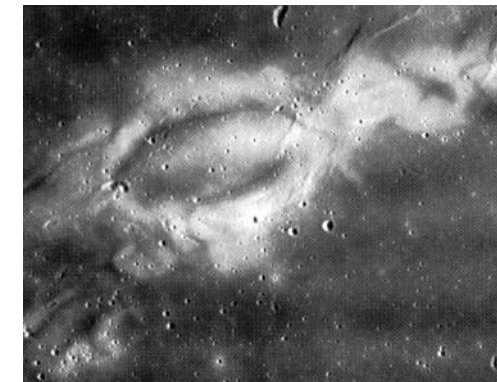
Albedópamacsoknak (*swirls*) a Holdon talált világos, diffúz, határozatlan szélű foltokat nevezzük (302. ábra), amelyekhez mágneses anomáliák kapcsolódnak. A Holdon általában a mare medencékkel ellentétes oldalon (a medencék antipodusan, tehát a Hold túloldalán) helyezkednek el – kivéve a Reiner Gamma nevűt, amely a Hold innenső oldalán távcsöves megfigyelésekkel már régóta ismert volt. Jelen tudásunk szerint albedópamacs akkor keletkezik, ha a test közelében mágneses tér létezik (például saját mágneses tér, vagy egy hold esetében a bolygóé, amely körül kering), és a testet érő becsapódás által elgőzöltetett, ionizált és minden irányba szétszórt felhő a test túloldalán összeütkezve lehullik. Ekkor ugyanis a plazma állapotú kidobási felhőbe befagyhat a mágneses tér, azt mozgásával magával ragadja a felhő, és a céltest túloldalán összeütkezve összesűríti a mágneses erővonalakat, amelyek az ott lehullott anyag kihűlése után mint befagyott mágnesestér-anomáliák maradnak vissza. Ezen befagyott mágneses terek által létrehozott mini-magnetoszférák megvédik az alattuk lévő felszínt a napszél bombázásától, és ezért a védett hely nem sötétül el – ellentétben a környezettel.

Példa: Reiner γ , Mare Marginis (Orientale antipódus), Van de Graaff, Mare Ingenii (Imbrium antipódus). A világos pamacsok korát ugyanakkor egyes kutatók a kráterszámlálás alapján csak 20–50 millió évre teszik (Schultz, in: *Astronomy* 1994. okt. p. 32), ami látszólag ellentmond ősi (több milliárd éves) eredetüknek. A mágneses magyarázat viszont lehetővé teszi hosszú időn át történő folyamatosan „megújuló” fennmaradásukat.

299. A Van de Graaff kráter környéke, az Imbrium-medencével átellenes pont a Holdon: feltördelt terület (Surveyor).

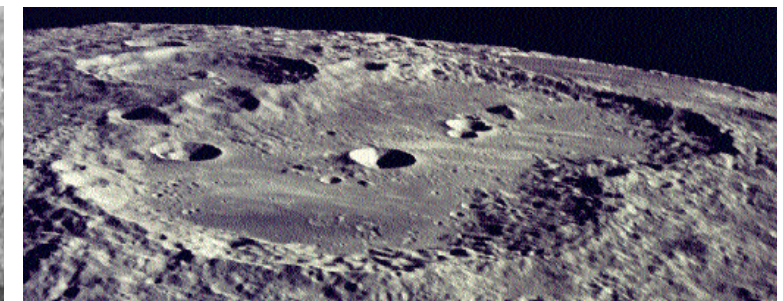


301. A Mars térképe északi-sark-központú poláris sztereografikus vetületben. A nagy medencék átellenes pontjaiban találhatóak a nagy vulkáni központok: közöttük több kutató szerint kapcsolat van.



302. A Reiner Gamma albedópamacs környezete, a Holdon (Lunar Orbiter felv.)

300. Ugyanez a terület, mint balra (Van de Graaff), de az Apollo-17 ferdetengelyű fényképén.

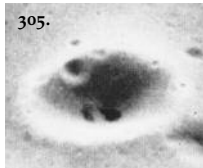
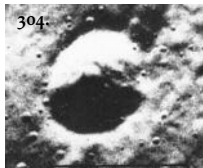


KRÁTEREK LEPUSZTULÁSA Crater degradation, crater freshness

Lásd még: romkráterek (53. old.), palimpszeszt (52. old.), kozmikus erózió (47. old.)



303. A mikrometeorit-bombázás eredményeképp a holdi kőzettörmelék felszín feletti része simára erodálódik, míg eltemetett része szögletes marad (14310 sz. hold-kőzet minta eredeti helyzetének rekonstrukciója)



304-305-306. Kráterek lepusztulási sorozata a Phoboson. Fenn és középen kb. 1 km (éles ill. lekerekített körvonalú) kráter, lenn kb 3 km átmérőjű, fantomkráter (Icarus 40 p. 228)

A kráterek még légkör nélküli égitesten is erodálódnak, pusztulnak. Ennek oka a kozmikus erózió (lásd: 47. oldal), amelynek a kráterek több (de Naprendszerünkben eddig legfeljebb kb. 4,5) milliárd éven át ki lehetnek téve. A kozmikus erózió legintenzívebb része a légkör nélküli égitesteken az állandó mikrometeorit-bombázás, melynek során mm-es (folyamat: *sandblasting*) és cm-es (folyamatok: *gardening, pitting, microcratering, microcrater=zap pit*) kráterek keletkeznek. Jég-kőzet holdakon sajátos hatás, hogy a becsapódáskor a jég elpárolog, így a visszamaradó kőzet sötétebb színű lesz. A mikrometeorit-becsapódások folyamata (*gardening*) révén a légkör nélküli bolygók felszínének anyaga egyre inkább porrá törik, és réteges szerkezetű lesz: az újabb becsapódások kivetette törmelék beborítja a megelőzően hosszabb ideig mikrometeorit-bombázás révén erodáló felszínt. A folyamatban létrejövő törmelékes anyagborítás a regolit.

Az erózió következtében a kráteresánc, a központi csúcs, a kidobott törmeléktakaró és a másodlagos kráterek idővel elvesztik eredeti frissességüket, kifejlettségüket. A legfiatalabbak a legélesebb körvonalúak, az idősebbek körvonalai a kozmikus erózió miatt tompulnak (308. ábra).

A kisebb krátereknek leghamarabb a törmelékterítője és sáncának felső, hullott anyagból álló rétege tűnik el, mivel a kráterképződéskor kidobással felgyűlt, puha anyaguk könnyebben erodálódik (Koeberl, Sharpton). A nagyobb kráterek jelentős magasságot elérő sáncának egyes ellenállóbb részei (blokkjai) sok esetben a romkráterek részeként szigethegyként maradhatnak fenn.

A kráterek belső medencéje üledékbefogadóként szolgál, így az a belekerült üledék és a sáncanyagának csuszamlásai miatt lassan feltöltődhet. A sánclepusztulás és a kráterbelső-feltöltődés ellentétes folyamatának hatására a kráter domborzata idővel elegyengetődik. Olyan területen, ahol aktív üledékfelhalmozódás (akkumuláció) folyik, a kráter idővel feltöltődhet majd betemetődhet. Erős erózió esetén ha mind a

kráterfenékről, mind a sáncról lepusztul a törmelékanyag, feltáruhat a kráterképződéskor átrendezett alapkőzet. Ha az alapkőzet puha, a differenciális erózió során a kráteraljzaton keletkezett olvadékréteg áll ellen legtovább az erózióknak: a korábbi aljzat kerek mezejét emelkedik leerodált környezete felé (lásd: *kerekasztal kráter, 50. oldal*).

A legidősebb krátereket a kozmikus erózióknak kitett légkör nélküli égitesten csak egy mélyedés jelzi.

A kráterek abszolút korát nem tudjuk pusztán a lepusztultság foka alapján meghatározni, relatív kormeghatározására Pohn és Offield tett kísérletet (308. ábra).

Légkörrrel rendelkező égitesten az erózió mértékét az éghajlat alapvetően meghatározza.

Modellszámítások alapján a kráterek erodáltsága arra utal, hogy a marsi felföldek a nagy bombázási időszak óta (4 milliárd év alatt) átlagosan kb. 1 km-t erodálódtak (25 cm/millió év) (Kargell 2004 p. 245). Összehasonlításként: a Földön az erózió egymillió évente kb. 25–30 m-t pusztít le átlagosan a felszínből (Taylor, McLennan 1985; Wilkinson és Arbor, 2005). A földi, néhány km-es kráterek így néhány millió év alatt eltűnnek.

Egy 1 km átmérőjű kráter a Földön *csapadékos éghajlaton* 40-50 ezer év alatt eltűnik: felszíne kiegyenlítődik, a növényzet beborítja (Jakucs). A marsi kráterek az illószférák (jég, víz, légkör) erodáló hatása miatt jóval erodáltabbak a hasonló korú holdi krátereknél. A betemetett kráterek eróziója ismét kitarva más erózió környezetben folytatódhat (pl. Földön, Marson).

A jégholdakon ill. sok jeget tartalmazó anyagú környezetben a kráterek lepusztulásában a jég relaxációja sem elhanyagolható tényező (Marsi poláris környezet, Ganymedes, Callisto).

A kráterek lepusztulási sorozata

A kráterek lepusztulását a következő jellemzők alapján határozhatjuk meg:

- sugársáv eltűnése
- a törmeléktakaró kifejlettsége (határának élessége)



307. A Meteor-kráter sáncának oldalnézete (Arizona, USA) (fénykép)

- a kráteresánc magasságának csökkenése
- kráterfal/kráterfenék határának elmosódása a csuszamlások miatt
- szerkezeti elemek (kráterfal: terasz, kráteraljzat: csúcs, gyűrű) jellegtelenné válása
- a mélyedésen kívüli összes jellemző eltűnése illetve: feltöltődés, relaxáció

A KRÁTEREK KORUK SZERINTI GEOLÓGIAI FELOSZTÁSA

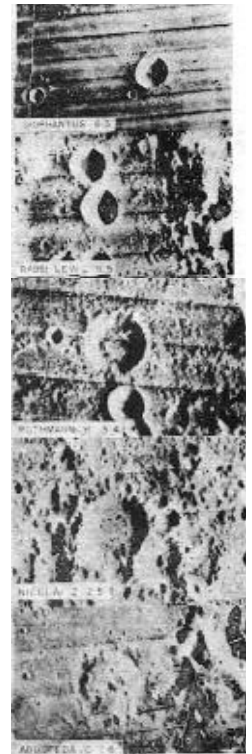
A holdi kráterek öregedésének, lepusztulásának vizsgálata alapján három mérettartományban definiáltak lepusztulási sorozatokat (Pohn, Offield, 1970). Egy-egy közetréteg korát a rajta levő legidősebb kráter korával dátumozzák. Ebben a módszerben a kráterek a felületen levő réteg „zárványai”.

A Pohn–Offield-féle, holdkrátereken alapuló 1970-es lepusztultsági skála 7 fokozatú. A *Catalog of Large Martian Impact Craters* a kráterek lepusztultsági fokát 8 fokozatú skálán állapítja meg (0,0: fantomkráter (*ghost crater, 306. ábra*), 7,0: friss kráter (*pristine crater*). Közöttük a törmeléktakaró érintetlensége, lepusztultsága alapján állapíthatók meg fokozatok (Barlow 2003b).

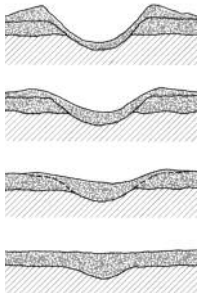
A kráterlepusztulási sorozat – a nemzetközi geológiai formációmegjelölés alapján – a legfrissebb (legfiatalabb), c5 jelzésűtől a legöregebb, leglepusztultabb, c1 jelzésűig terjed (a c a crater szó rövidítése). Ezt egyszerűsítve, összevonva közöljük az alábbiakban. Zárójelben a holdi (Cc, Ec stb.) és marsi (amazoniszi, hesperiai stb.) rétegtani jelölés olvasható.

Fiatal, sugársávós (*bright rayed*) kráterek c5 (Cc=kopernikuszi)

Éles, megszakítatlan sánc (*rim, rimcrest*) határolja. Jól látható a radiális sugársávkoszorú, amely – a holdi példákra alkalmazott becslések szerint – akár 1 milliárd évnél is tovább fennmaradhat. A törmeléktakaró jól látható. A másodlagos kráterek mezői (*field, loops*) és láncai (*chains*) élesen láthatók. A kráterfal és a kráter-



308. Az Pohn-Offield-féle kráterlepusztultsági sorozat, mely az interpolációs relatív kormeghatározáshoz készült (Pohn, Offield, 1970) Pohn és Offield a Hold sztratigráfiai egységeinek meghatározásához készített három sorozatot különböző méretű kráterekre. A lepusztultsági fokozatok 1 és 7 közötti értéket kaptak. A fenti ábrákon a kis (egyszerű) 5–20 km-es kráterekre készített sorozat részlete látható. (holdkráterek, fentről: Diophantus, Rabbi Levi, Rothmann, Nicolai, Abudfeda) (lásd még: 310. ábra)



309. Kráterek lepusztulási sorozata (Weltraum und Erde 41, 1982. alapján)



310. Az Pohn-Offield-féle kráterlepusztulási sorozat részlete a nagy méretű (40–70 km) komplex kráterekre (Pohn, Offield, 1970). Felülről: Tycho, Eratosthenes, Catherina, Regiomontanus. A skálán a legfrissebb megjelenésű kráter 7, a legleköpottabb 1 értékű)

fenék határa éles. A kráterfenék jól elkülönül a környezetétől, rajta nincs másik kráter. A kis kráterek mély tál alakúak. A kráterfenéken előforduló szerkezetek – pl. központi csúcs – jól kifejezettek. A kráterfal szerkezetei – a teraszok – éles körvonallal láthatók. A krátersánc anyagában radiális gerincek láthatók. A sugársávok kráterek eltérő albedójuk miatt termális anomália helyei (azaz hőmérsékletük eltér a környezetétől).

Típusterület: Hold: Tycho, 43.2° d., 11.2° ny. (Lunar Orbiter IV, 119, 124; Lunar Orbiter V, 125–128 sz. NASA-képek); Copernicus, Aristarchus, Dionysius. Merkúr: FDS 121, 126, 529126 sz. képek.

Megj.: nem biztos, hogy minden friss kráternél keletkeznek (látható) sugársávok.

Friss kráterek (fresh craters)

c4 (Ec=eratoszthenészi; amazóniszi)

A legfiatalabb (c5) kráterekhez hasonlóak, de nincs sugársávjuk és ehhez kapcsolódó termális anomáliájuk. A másodlagos kráterek lepusztultabbak. Típusterület: Hold: Eratosthenes, 14.5° é., 11.3° ny (Shoemaker and Hackman, 1962) (Lunar Orbiter IV, 114; Lunar Orbiter V, 133–136 sz. képek).

Közepesen friss kráterek (moderately fresh craters)

c3a (Ic2=késő imbriumi; heszperiai)
Jól elkülönülő, megszakítatlan, kissé csökkent magasságú sánc, teraszos fal, központi csúcs. A kráterfal alja jól látható határu. Különösen a Merkúron jól megőrzött másodlagos krátermező, több rátelepült apróbb kráter látszik a kráterfenéken. A sánc külső része lepusztultabb.

Hold: Plato, Plaskett. Merkúr: FDS 116, 166827 sz. NASA-képek.

Közepesen lepusztult kráterek (moderately subdued craters)

c3b (Ic1=kora imbriumi; noachiszi)
Alacsony, lekerekített, de jobbra megszakítatlan sánc. A kráterfenék és a kráterfal folyamatosan megy át egymásba. A másodlagos krátermező főleg a nagy krátereknél nem jól látható, vagy csak részben megőrzött. A törmeléktakaró pereme nehezen jelölhető ki. Közepes számú rátelepült kráter látható. A kis kráterek sekélyek, sík (feltöltött) aljzatúak erodált (szabálytalan) sáncúak.

Hold: Iridum, Compton. Merkúr: FDS 222, 166912 sz. képek.

Lepusztult kráterek (subdued craters)

c2 (Nc=nektári; noachiszi)

Jobbára csak a mélyedés őrzött meg, alacsony,

erősen lepusztult, időnként megszakadó krátersáncal. A kráterfalon teraszok már csak a legnagyobb krátereknél láthatók, a központi csúcs is ritkán látszik. A fal és kráterfenék határa alig különül el. Nem láthatók másodlagos kráterek. Sok a rátelepült kráter. Az ilyen korú kis kráterek is sík aljzatúak az erózió és tömegmozgás planírozó (elegyengető) hatása miatt.

Típusterület: Hold: Alphonsus. Mars: 28° d, 162° (Scott és Tanaka, 1986). Merkúr: FDS 166912, 166913 sz. képek.

Erősen lepusztult (rom-) kráterek (highly subdued)

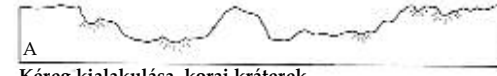
c1 (pNc=pre-nektári; noachiszi, pre-noachiszi)

Lásd: romkráterek, topográfiai medencék

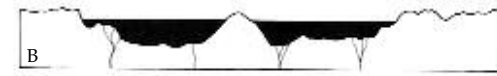


311-312. Az ausztráliai Gosses Bluff kráter (23° d, 132° k) 6 km átmérőjű gyűrűhegye légifelvételen (lenn) és az űrröpülő Large Format Camera képén (fent). A központi kiemelkedés homokkőből áll, mely ellenállóbb volt, mint a környezete. Körülötte törmeléksocknya látható. (Short 1997). A kráter teljes mérete 22 km, melyet a légifotón a sötétebb terület is jelez. Ez a kráterbelső mélyének anyaga. A sánc lekopott. Kora 142 millió év.

313. Sötét halós kráterek kialakulása a Holdon:



A Kéreg kialakulása, korai kráterek



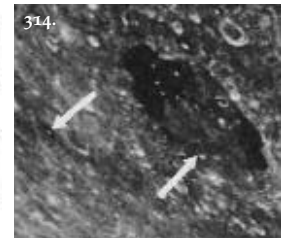
B Mare bazaltok kiömlése



C Az Orientale-becsapódás hatására felföldi (terra) anyag települ a bazaltra

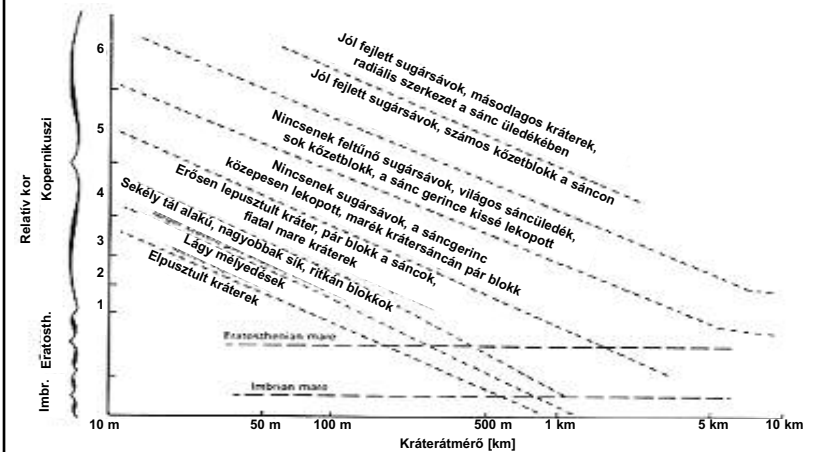


D A poszt-Orientale becsapódások exhumálják a betemetett mare bazalttréteget



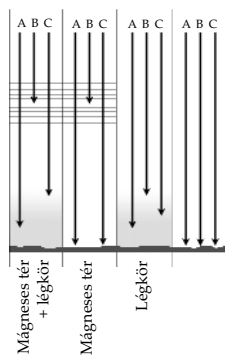
SÖTÉT HALÓS KRÁTEREK

313-314. A felszín eróziójának sajátos szerkezetei a sötét halós kráterek (dark haloed craters) a Holdon. Olyan fiatal kráterek, melyek egy alattuk fekvő, de már regolit borította sötét bazaltlávaretegig ütötték át a felszínt. (Kép: a Mare Orientale sötét halós kráterei) (Spudis 1996 p.126)



315. Történeti ábra: Pohn és Offield kráterkormeghatározásra használt módszere, a radiometrikus kormeghatározás kora előttről. A kráter korát annak nagysága és lepusztultsága alapján lehetett megállapítani. Ha egy kráter adott lepusztultsági fokú, a nagyobb méretű idősebbnek számít, mint az azonos lepusztultsági kisebb (a nagyobb több idő alatt pusztul ennek alapján azonos fokozatúra). (in: Short; évszám nélkül, 19. szeckció)

KOZMIKUS ERÓZIÓ



316. A kozmikus erózió három legfontosabb tényezőjének

(A: elektromágneses sugárzás főleg a Napból, B: ionok és atommagok főleg a napszélből és a kozmikus sugárzásból, C: meteorikus testek becsapódása) **hatásainak összehasonlítása –léggörrel és mágneses térrel bíró, –csak mágneses térrel és –csak léggörrel bíró, valamint –ezek nélküli felszínű égitestekre. Minél lejjebb hatolnak az egyes nyílak, durva közelítéssel annál erősebben hat az adott tényező az adott égitest felszínének átalakulására. A nyílak hossza csak jelzésértékű**

Kozmikus erózióknak nevezzük egy szilárd felszínű égitesten közvetlenül kozmikus hatásra bekövetkező felszínátalakulást. Gyakran hibásan csak a becsapódásokat sorolják a kozmikus erózióhoz, de ez valójában sok tényező hatására kialakult összetett folyamat. Nem tartozik ide pl. az árapálytól (azaz kozmikus hatásra) bekövetkező vulkanizmus, ami szintén alakítja a felszínt; továbbá a szél, a víz, a jég, azaz a különböző gáz- és folyadékszférák mozgásainak hatása, kivéve ha azt közvetlenül becsapódások váltják ki. Ugyanakkor ide számítjuk a napsugárzástól keletkezett térfogatváltozások repesztő hatását, amely a geológiában használt klasszikus eróziófogalomnak is része. A kozmikus erózió része ezen túl a Nap ultraibolya és extrém ultraibolya, valamint a Nap vagy bolygó magnetoszférája részecskesugárzásának felszíni anyagokat átalakító hatása.

Elkülönítjük továbbá a Naprendszer belső, napszél uralta részében, valamint a Naprendszer külső tartományában zajló eróziót. Utóbbi helyen (a heliopauzán kívül) az égitestek közötti térben már csillagközi anyag áramlik, amelynek főleg por összetevői lerakódhatnak, de anyagot is erodálhatnak az itt keringő testek (főleg üstökösök) felszínéről.

A kozmikus erózió tényezői és formái

A meteorikus bombázás többféle felszínalakító hatással bír. A becsapódás ereje mechanikailag tördeli a kőzetet, és a robbanás helyszíne alatt a helyben maradt kőzetekben is repedéseket okoz, a kristályszerkezetet átalakítja, a kristályokon belül deformációkat hoz létre. A fellépő magas nyomáson és hőmérsékleten sok ásvány lebomlik, illetve átalakul, az illékony anyagok elpárolognak, ezekben elszegényedik a kőzet. A megolvadt anyagok újrászilárdulásukkor összecementálhatják a szemcséket. A kidobott és visszahullott törmelék is keresztlémgely a fenti átalakulásokon, egészen apróra töredezett darabok keletkezhetnek belőle. A visszahullott törmelék a kráter területén törmeléklenccsét, a kráter környékén törmelékföldet hoz létre. A mikroszkopikus becsapódások nagy gyakoriságukkal a felszíni, néhány mm vastag rétegben okoznak töredezt és kémiai változásokat, ami szintén illékony elemekben szegényíti a kőzetet. A becsapódások elméletileg piezoelektromos hatás révén feszültségkülönbséget generálhatnak pl. a jégholdak külső rétegében, ami kémiai átalakulásokat

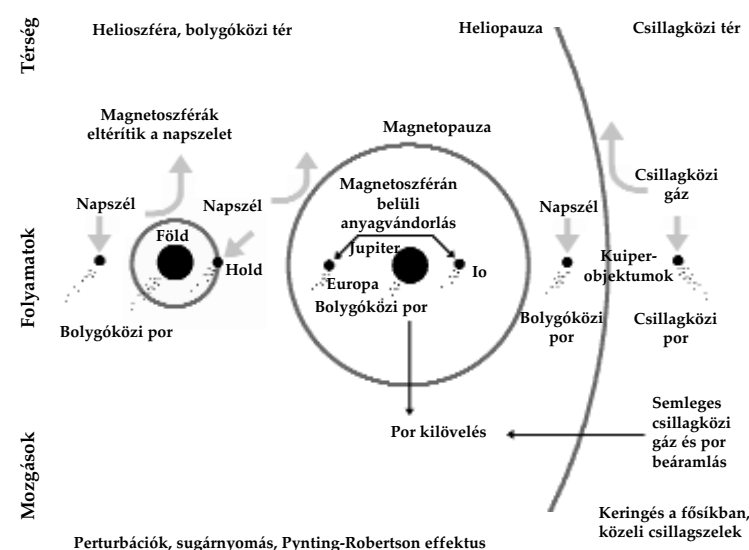
eredményezhet. Nem kifejezetten a kozmikus erózióhoz tartozó másodlagos folyamatok a becsapódásoktól előálló rengések, amelyek elősegíthetik a lejtős tömegmozgásokat (pl. kisbolygókon portócsák kialakulása, pl. Eros).

A napszél és a galaktikus kozmikus sugárzás révén töltött részecskék bombázzák az égitestek felszínét. Ezekből néhány atom beépülhet a regolitba, változtatva annak összetételét. Előfordul, hogy a nagy sebességgel becsapódó ionok, atomok nem maradnak a céltárgy anyagában, ugyanakkor a becsapódások felszabaduló energia kémiai átalakulást is okoz. Utóbbiak tipikus példája a hosszú láncú szerves anyagok (ún. tholinok) keletkezése a jeges égitestek, pl. az üstökösök felszínén, amely a felszín sötéttedésével illetve vörösödésével jár. A töltött részecskék becsapódásától felszabaduló energia miatt illékony atomok és molekulák szakadhatnak ki a felszínről, ritka légkört kialakítva (pl. az Europa ritka légkör). A napszél kapcsán említhető egy kozmikus eredetű, de nem a felszínt érintő hatás: a légkör erodálása, amelynek keretében a napszél a mágneses tér nélküli bolygók légkörével (pl. Vénusz) közvetlenül lép kölcsönhatásba, elsodorva, erodálva annak anyagát. Utóbbi közrejátszott a Mars légkör jelentős részének elvesztésében is.

A Nap elektromágneses sugárzásának rövidhullámú összetevője szintén okoz kémiai átalakulást, a fentiekhez hasonlóan elősegíti a hosszúláncú szerves anyagok képződését vagy molekulák bomlását. Szublimációt kiváltva közreműködik a jeges felszínű égitestek körüli ritka atmoszférák fenntartásában és a felszín könnyen illó elemekben történő szegényítésében. A nappalok és éjszakák erősen változó besugárzási viszonyai jelentős hőingást okoznak, ami tördeli a kőzeteket.

Az elektrosztatikus porlebegtetést eddig közvetlenül csak a Holdon figyelték meg, bár a légkör nélküli égitesteknél általában is előfordulhat. A Holdnál a terminátor mentén a felkelő Nap sugárzása révén a kis szemcséktől kiszabaduló elektronok töltéskülönbséget okoznak és a felszínnel azonos töltés esetén lebegtetik az apró szemcséket.

A kozmikus erózió hatását döntően befolyásolja, hogy az adott égitestet övezi-e légkör és mágneses tér. A mágneses tér a felszínt érő kisebb energiájú kozmikus sugárzást és a napszelet eltereli. Az órásbolygók azon holdjait, amelyek az adott bolygó magnetoszféráján belül keringenek, nem éri a napszél, itt azonban az adott bolygó magnetoszférájában mozgó töltött részecskék hatása lesz jelentős. A légkör a kozmikus erózió több formáját is erősen befolyásolja: megakadályozza a mikrometeoritok becsapódását, csökkenti a kisebb becsapódások számát. A légkör a kozmikus sugárzás közvetlen hatását jelentősen



317. A kozmikus erózió szempontjából fontos pár tényező áttekintése a Naprendszerben néhány égitest és folyamat példáján. Néhány példa jelenlegi modelljeink alapján arra, miként befolyásolják az égitestek egymás felszíni átalakulását: kénvándorlás az Io és Europa között a Jupiter magnetoszférájában, por kiáramlás a Jupiter rendszeréből, anyagátadás (pl. nitrogén) a Föld légköréből a mágneses tér legyengült időszakában a Hold felszínére. Mindezek csak egy-egy példát

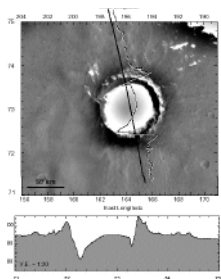
csökkenti, a napszelet akár teljes egészében kizárja, a nappali és éjszakai hőmérséklet közti különbséget és így a napi hőingást is csökkenti. A kozmikus eróziótól bekövetkező átalakulás mértékét erősen befolyásolja az egyes behatások ereje: a Naptól mért távolság, a becsapódó testek sebessége, anyaga, gyakorisága.

A kozmikus eróziótól keletkező réteget *regolit*-nak nevezzük, de a léggörrel bíró égitesteken a gáz- és folyadékszférák révén átalakult zónát is így nevezik (vagy alternatívaként a talaj szóval, azt a földi talajtól elkülönítve a bolygó nevének megfelelően, pl. marstalaj, vénusztalaj). Minél sűrűbb a légkör, annál erősebb annak védő hatása, és annál jobban alárendeltek a kozmikus tényezők. A keletkezett regolitban lefelé haladva csökken az átalakulás mértéke. A felszínhez közel kisebb töredékek lehetnek, míg legalul akár km vastag, kevés töréssel szabdalts és nagy tömbökből álló *megaregolit* réteg különíthető el.

A kozmikus erózióban csak különleges esetekben játszanak szerepet pl. a nagyenergiájú gamma-sugarak, a közeli szupernóvabarobbanások és a csillagközi anyag, amely nagyobb mennyiségben csak kivételes esetekben hatol be mélyen a nagybolygók közötti térbe.

BETEMETETT KRÁTER ÉS KITAKART KRÁTER

Maradványkráter, fantomkráter, exhumált kráter, elfedett kráter, betakart kráter
Flat floor crater with deposits; ghost crater, exposed crater, buried crater



318a. A Mars északi síkságán található, (dombközpon-tú) Koroljov kráter belsejében nagy vastagságú poláris üledék halmozódott fel (fent: Viking fotó, alatta MOLA magassági görbe (Garvin et al.)



318b. Friss jég egy marsi kráter belsejében (ESA 210-020705-1343-6)



319. Jeges üledékkal fedett, elsimult kráter (Mars, Noachis-föld, 60,6°d 37,15°é, MGS, m1600879)

320. A ma is eltemetett Muskingum szerkezet (Ohio, USA) 1,3 km átmérőjű földi kráter. A képen a kráter és környezetének szeizmikus leképezése látható (Mazur, 2000)

Lásd még: kráterek eróziója (46. old.), kerekasztal kráter (51. old.), relaxálódott kráter (52. old.), dombközpon-tú kráter (32. old.)

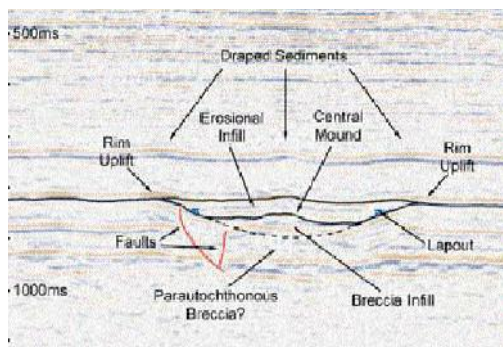
A krátereket idővel különféle üledékek takarhatják be (a Földön tengerelöntéskor akár több km vastag üledék). Ezek az üledékek később lepusztulhatnak, sajátos megjelenést adva a krátereknek is.

Porlepte és üledékkal betemetett (betakart) kráterek

A Marson (és más égitesteken) az állandó porhullás néhol betemetheti a krátereket, ugyanitt jeges üledék is belepetheti azokat (*knobby deposit mantling crater*) (Kargel 2004 p. 250). Erre példa a Malea-fennsík és délebbre található terület, ahol a 0,3–1 km átmérőjű kráterek csaknem teljesen üledék alatt vannak, amelynek vastagsága 100 m körüli lehet (Kargel 2004 p. 183).

A Mars északi síkságán sok az eltemetett „megbújó” (igen sekély, sánc és törmelék-takaró nélküli) kráter (*stealth crater*). Ezek közül az erózió néhányat a felszínre hoz, majd esetleg vastag porréteggel ismét betakar (Kreslavsky, Head 2001). Üledéktakaró feltöltheti a kráternek csak a belsejét is.

Ha az üledék sok jeget tartalmaz, és a felszíni hőmérséklet tartománya a fagyás-olvadási lehetőséget teszi, a jég jelenlétének jellegzetes felszíni megnyilvánulásai a fagy-polygonok, a „fagy-mintás talajok” (*polygonal patterned ground*). A fagy-polygonokkal fedett terület krátereit a repedések vonala rajzolja ki, vagyis a kráter domborzata kivétel az új felszínre is (McBride et al. 2005) (321. ábra).

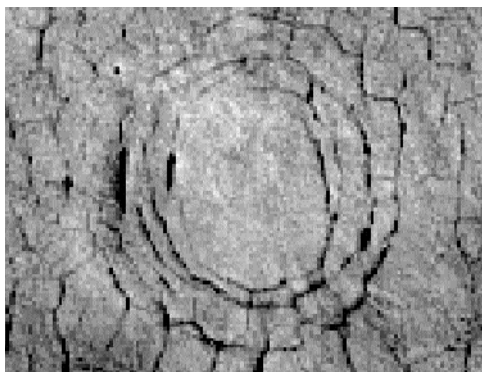


Betakart kráterek geofizikai mérése

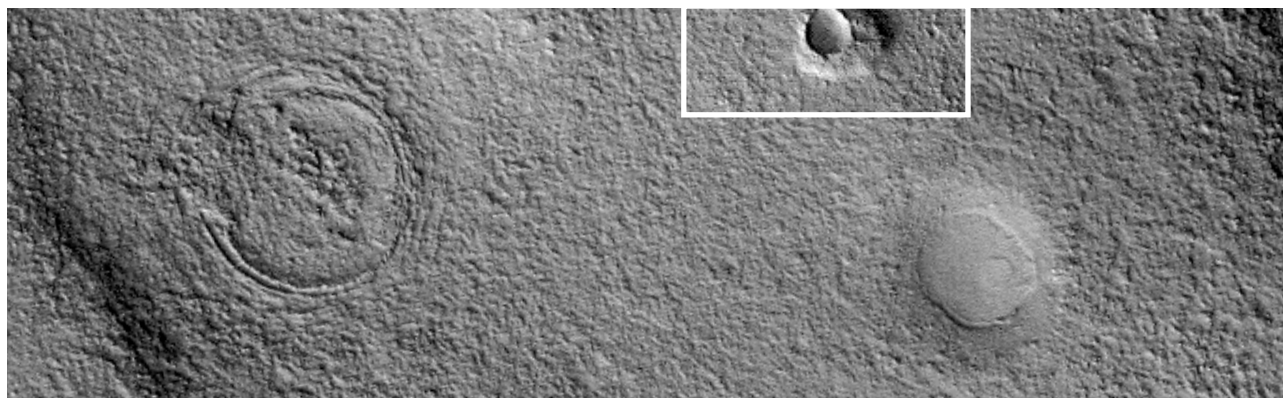
A Föld felszíne alatti kráterek geofizikai módszerekkel (gravitációs vagy mágneses anomáliák, szeizmikus vizsgálatok) mutathatók ki, eredetük pedig fúrásokkal igazolható. Ezt pl. a Chicxulub kráternél is felhasználták. További példák: Montagnais (Kanada) Chesapeake (USA).

Kitakart/exhumált kráterek (*exposed craters*)

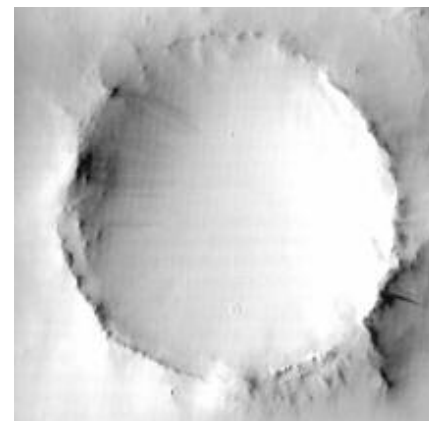
Az erózió ki is takarhat korábban üledékekkel befedett krátereket. Ilyenre példákat találhatunk a Marson; vagy a Földön pl. a glaciális lepusztítás átalakította kanadai vagy skandináv pajzsterületeken.



321. A marsi fagy-polygonokkal borított terület krátereinek helyét csak a repedések szabályos vonala rajzolja ki az amúgy véletlenszerű mintázatú felszínen (300 m átm.) (Mars, Utopia-síkság, 41.91°é, 271.17°, MGS, R0501314).



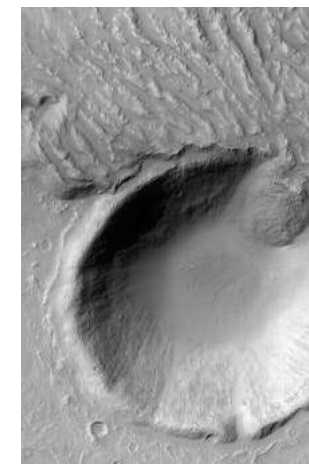
322. Betakart majd kitakart, kb 500 m-es kráterek a Marson. Ugyanezen a képen található a jobb felső sarokban kivágaton bemutatott tanúhegy szerkezetű kráter is. Észak kb. balfelé van (MGS, MOC2-907)



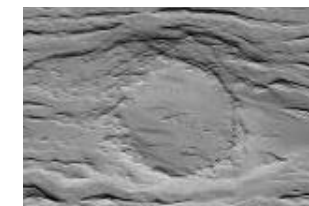
323. Porlepte kráter (Mars, 10°é, 331°ny, MGS, M03-01115)



325a-b. Betakart kráterek (Mars, 73,4°d, 312,1°ny, MGS, MOC m1502081)



324. Egy kb. 2 km-es kráter eltemetésének kezdete: lávafolyam a Tharsistól délre (Mars, 33,5°d, 137,5°ny, MGS, MOC2-333)



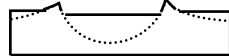
326. Kráter maradékgerincek között (Mars, 11,4°d, 181,6°ny, MGS, MOC2-785)

NEGATÍV GYŰRŰS KRÁTER (GYŰRŰÁROK SZERKEZET)

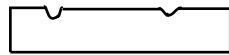
327. Negatív gyűrűs kráter (elméleti) keletkezése



A friss kráter



A kráter belsejét és a sáncán túli területet nehezen erodáló anyag tölti fel, csak a sánc teteje „lóg ki” belőle...



... ami, mivel anyaga puhább, leerodálódik (v. ö. 234. ábra)

328. A Viking-felvételeken negatív gyűrűsnek látszó kráterek a Marson. A látszattal ellentétben ezen kráterek gyűrűje nincs mélyebben a kráter többi részénél



A negatív gyűrűs kráterek a becsapódásos kráterek lepusztulásának sajátos képződményei. Az eredetileg kiemelkedő krátérsánc lepusztult, és a környezeténél – ill. a kráter aljzatánál – mélyebb szintbe került. A Földön ezt víz is kitöltheti. Először a Marson találtak negatív krátereket.

A negatív kráter képződéshez valamilyen eróziós és feltöltő folyamat is szükséges lehet, például hogy belsejét és/vagy külső részét feltöltse valamilyen erózióknak ellenálló anyag (a kráterbelső jó üledékgyűjtő).

A morfológiai inverzió oka, hogy a becsapódáskor visszahullt laza törmelékanyag – a sánc és a kráterbelső felső törmelékrétege – gyorsabban lepusztult, míg a belsejében és a távolabb levő ellenálló anyagok (pl. olvadékok, sokk-metamorfizálódott kőzetek) lassabban pusztulnak. Az erózió legkönnyebben a sáncot pusztítja. Ekkor a krátérsánc helyén várórokhoz

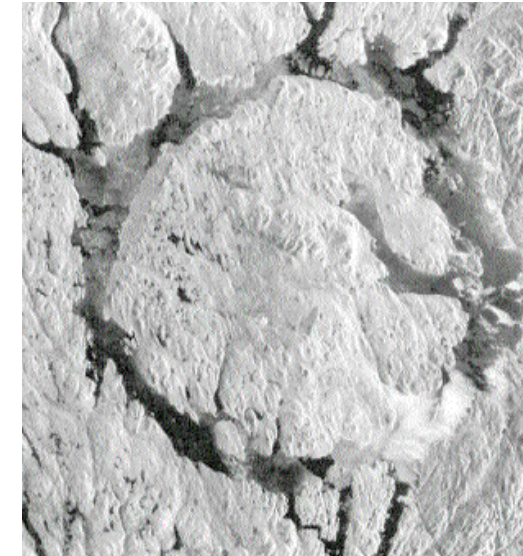
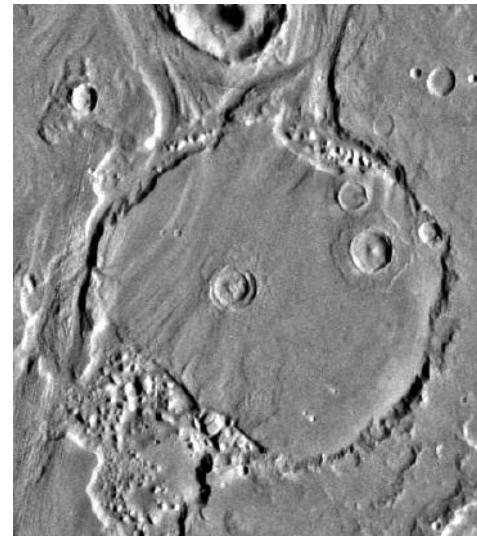
hasonló szerkezet jön létre. Hasonló szerkezet keletkezhet a kráterbelsőben átfolyó víz eróziós hatására is (329., 333. ábra).

A negatív kráterek közé tartozhat a földi Manicouagan-kráter (51°23'É, 68°42'Ny) (330–332. ábra) (Illés 2005). Ennek sáncon belüli és kívüli része jobban ellenállt az erózióknak, mivel ez impakt olvadékból áll, mely valószínűleg a magmás és metamorf kőzetekbe történő, kb. 214 millió évvel ezelőtti becsapódás során olvadt meg. A központi, kőzetolvadékat, valamint magmás és metamorf kőzeteket tartalmazó részen kívül a területet breccsa borította, mely nem cementálódott össze, és könnyebben erodálódhatott. A központi plató 56, a belső törési zóna 100 km átmérőjű. A jelenlegi tógyűrű 65 km átmérőjű; az eredeti kráter ennél jóval nagyobb (kb. 100 km-es) lehetett. A jégkori erózió kb. 1 km-nyi vastagságú kőzetet pusztított le ebben a kanadai régióban.

Látszólagos negatív kráter

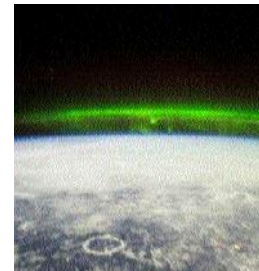
Negatív kráter „keletkezhet” érzékszaladás révén is. Ha a napfény *balról* süt egy olyan képen, melyen nem található ismerős fogódzó alakzat, az emberek egy része hajlamos a domborzatot negatívként értelmezni, azaz a bemélyedéseket ki-

329. A Maja-völgy áradásos csatorna vize egy 70 km-es kráter peremét könnyebben erodálta, mint a valószínűleg összecementált belsejét, negatív krátert kialakítva (Mars)



330. A Manicouagan-kráter (Föld, Kanada) télen (STS-felvétel). A területet a jégkorszakban bekövetkező glaciális erózió koptatta le. Az árokban található tó antropogén hatás eredménye: vízeróművek gátjai zárják körbe. (Cockell, Lee 2002)

331. A Manicouagan-kráter nyáron (LANDSAT-felvétel)



332. A Manicouagan-kráter télen, felette sarki fény látható (STS-felvétel)



emelkedésként látni és fordítva (335. ábra). Erre a fényképek interpretációjakor ügyelni kell. A legbiztosabb, ha magassági adatokkal együtt vizsgáljuk meg a krátereket (pl. a Mars esetében MOLA). A Marson a Viking felvételek alapján vizsgált negatív gyűrűs kráterekről (328. ábra) a MOLA magassági méréseken látható, hogy gyűrűjük nem mélyed be; így ezek valószínűleg nem negatív, hanem periférikus gyűrűs vagy teraszgyűrűs kráterek (143. ábra) (Kereszturi 2005).



333. Negatív gyűrűs kráter: egy másik lehetséges magyarázat. Ez esetben nem a sánc, hanem a kráterbelső mélyül ki gyűrűszerűen

KEREKASZTAL KRÁTER, IMPAKT MEZA

Dóm, circular mesa, saucer-shaped relicts within deeply eroded sediments, inverted topography, relict crater floor, exhumed crater



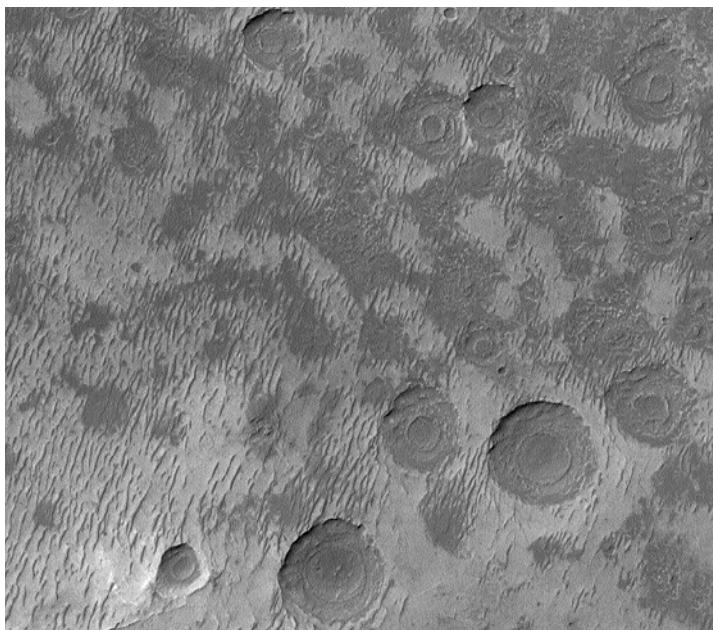
Lásd még: betemetett és kitakart kráterek (48. old.)

A kerekasztal kráternél a különféle területek különböző mértékű (differenciális) eróziója (*differential erosion*) miatt a kráter belső része nem kopott le, mint környezete, hanem mezaként, táblahegyhez hasonlóan emelkedik ki a környezetéből.

Keletkezés: a kráter belseje az erózióknak jobban ellenáll, mint a sánc és a törmelékterítő, így idővel ez válik kiemelkedéssé. Impakt mezák akkor keletkeznek, ha a becsapódó test eleve laza, könnyen erodálható anyagba hullott,

334. Geomorfológiai inverzió: rétegzett tanúhegy, melynek rétegei egy korábbi kráter tavi üledékei lehetnek (Mars) v. ö. 228. ábra

335. Réteges üledékekkel eltemetett majd újra kitakart kráterek (Mars, 35.1° d, 356.5° ny, MGS, MOC2-848). Ezek azonban jelen helyzetükben ismét besüllyednek környezetükbe, azaz nem mezák, hanem „reliktumkráterek” (a Nap a bal felső sarokból süt) Központjukban kiemelkedő gyűrű mutatja a hajdani kráter szerkezetét – v. ö. 311. ábra)

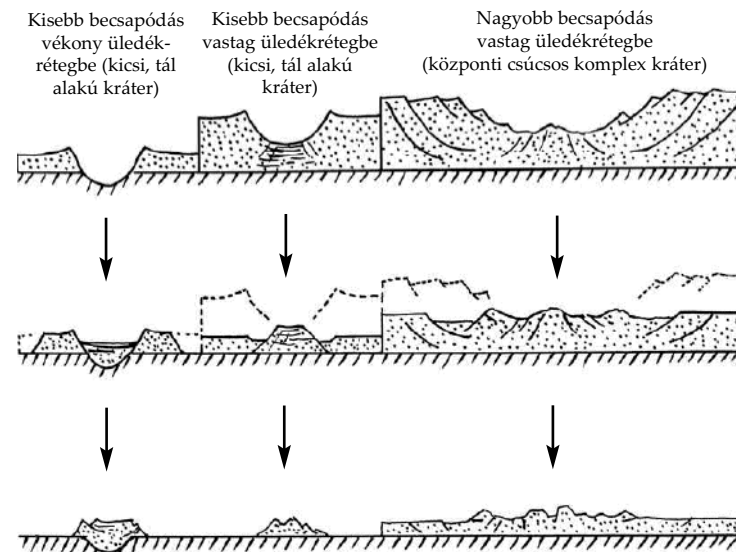
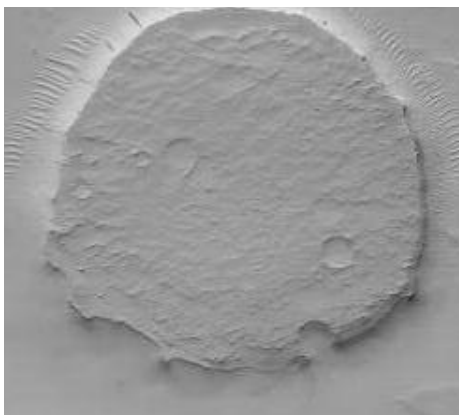


amely idővel lepusztul a kráter körül. Ugyanakkor a kráter belsejében ill. mélyén lévő kőzetek a becsapódáskor (pl. erős sokk metamorfózissal) átalakulnak, vagy utólag a kráterben leülepedő anyag összecementálódik ill. ellenálló üledék rakódik le, esetleg vulkáni láva tölti ki a kráter belsejét. Mindezek során erózióknak ellenálló anyag keletkezik (pl. olvadékokat tartalmazó breccsalencse, metamorfizált kőzetek). A puha alapkőzet miatt idővel a sánc és a sánc körüli anyag is lepusztul, míg a kráter medencéjében levő anyag – eredetileg a kráter alzata tanúhegyként – kerekasztal meza (táblahegy) formájában környezete fölé magasodik. Típuspélda: Mars, 23.7° é, 319.0° ny (336. ábra) (lásd még: lépcsős kráter).

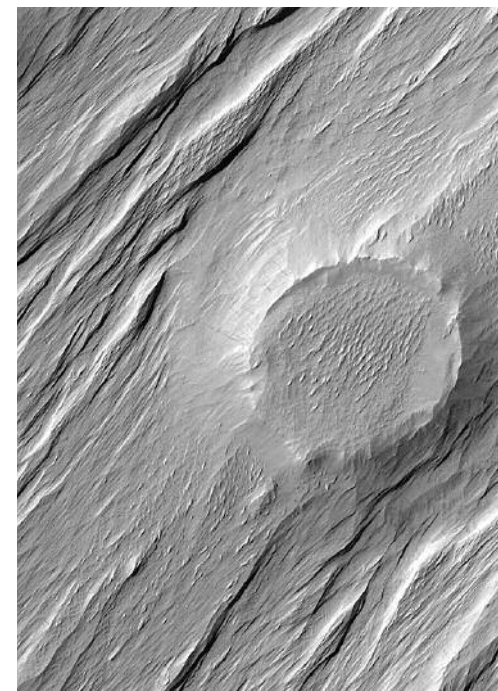
Elképzelhető olyan keletkezés is – különösen szélerózió esetén – amikor a korábbi sáncon túli terület pusztul le, és a sánc csak azért emelkedik ki, mert eleve magasabb lévén az nem pusztult le a felszín átlagszintjéig és falával megvédte a kráterbelsőt is a lepusztulástól (338. ábra).

Hasonló geomorfológiai inverzió típusterülete pl. a Cydonia-táblahegyek (Mars) területe. Itt a korábbi kéregre vastag, könnyen erodálható üledék települt, amelyen számos kráter is keletkezett.

336. A kerekasztal kráter egyik tipikus példája (Mars, 23.7° é, 319.0° ny) Keletkezése magyarázatát lásd a 337. ábrán (MGS MOC-2-538)



337. Könnyen erodálható anyagban keletkezett egyszerű és komplex kráterek lepusztulásának folyamata (Schultz 2003), amely impakt meza kialakulásához vezet.



338. A szélerózió felszínpusztító hatása hozta újra felszínre ezt a kráter a Marson. A kráterre korábban üledéktakaró települt, amely teljesen befedte. Valószínűleg felszínre kerülésekor még egy szintben volt a környezetével, de a differenciális erózió miatt környezete tovább mélyült, így a kráter látszólag kiemelkedett a környezetéből (meza). Körülötte hosszúkás maradékgörvéncek (szélfőmálta hosszanti szélbarázdák közötti tanúhegyek, jardangok) láthatók. (Mars, 1.6° é, 173.9° ny, MGS MOC, PIA07328)

RELAXÁLÓDOTT KRÁTER

Lágyult, elsimult kráter
Melted crater, softened crater

Lásd még: palimpszeszt (52. oldal)



339. „Megolvadt” kráter (középen) (kb. 500 m) (Mars, 18°ny 35°d, MGS M18-00848, G. Esquerdo in: Hartmann 2003). Alatta összehasonlításként egy frissebb kráter



340. „Lágy terület” krátere (6 km) (Mars, Arabia, 44°é, 322°ny, Mars Odyssey, 020425)

Relaxáció során a felszín domborzata elsimul: a kiemelkedések lesüllyednek, a bemélyedések kiemelkednek és visszaáll a domborzat eredeti állapota. A relaxáció képlékeny anyagmozgása talán a gleccserjég mozgásához hasonlítható. A teljesen relaxálódott kráterek anyaguk eltérő fényessége alapján ismerhetők föl távérzékeléssel. A relaxáció alapvetően jegben gazdag felszínhez kötődik, ahol legfeltűnőbb a jelenség (jeges vagy jég-kőzet égitestek, üstökösök, jéggazdag regolitú felszínek). Az alábbiakban a becsapódásos kráterek olyan jelenségei szerepelnek, ahol a kráter morfológiai átalakulásában, vagyis a felszíni domborzat kisimulásában, relaxációjában jég játszott szerepet.

Meglágyult területek krátere

„Meglágyult kráterek” a marsi „lágy területeken” (softened terrain) a 30–65° közötti földrajzi szélességű sávban fordulnak elő. A Mars jéggazdag regolitjába ütött krátereken a kráterperem és a törmelékanyag hamar relaxálódik: „kilapul” vagy „szétfolyik”, mint egy gleccser. Számítások szerint a kráterlágyulás folyamata 10 000–100 000 év alatt megy végbe, tehát a gleccserek mozgásához hasonló nagyságrendű (Turtle, Pathare, in: Hartmann 2003 p. 115).

Eróziós monoklis kráterek a Marson (Buried Mid-Latitude Craters – eltemetett közepes szélességi kráterek)

A „monoklira” (bullseye) emlékeztető szerkezetű, koncentrikus mintázatú kráterek a Marson különféle mértékben lepusztult/eltemetett/feltöltött kráterek (341., 335. ábra). Előfordulási területükön a felszín érdes (scabby) megjelenésű. A „terület-érdesedés” („terrain roughening”) feltételezett oka a regolitot



341. Néhány km átmérőjű relaxálódott „monoklis” kráterek (Mars, ÉK-Arabia-föld, 8,4°é, 317,5°ny. MGS, MOC2-577)

összementáló talajjég elszublimálódása lehet. A jég eltűnésével a terület berogy, a törmelék és port a Mars szelei elfújják, innen érdes felületű a felszín.

A Marson az északi síkság területén található kráterek is sokszor ellágyult domborzatúak, valószínűleg a többszöri fagyás-olvadás ciklusok és a regolit nagy jégtartalma miatt: a Mars Odyssey mérései szerint ezeken a területeken 5 cm közetréteg alatt már kb. 70 tömegszázalék a regolit jégtartalma (Kargel 2004 p.131).

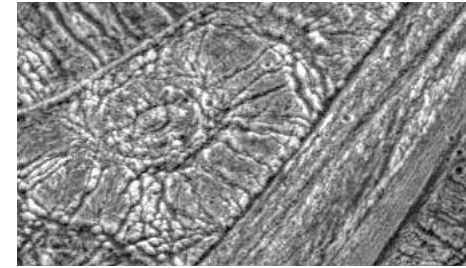
A meglágyult kráterekhez hasonló megjelű kisebb krátereket (339. ábra) nevezik „olvadt” kráternek is (melted craters). Ezek domborzatot alig mutató 0,5–1 km átmérőjű, gyűrűs szerkezetek, melyeket a Marson figyeltek meg.

Aszfaltba ütött mesterséges kráterek felmelegítésével hasonló gyűrűs alakzatokhoz jutottak kutatók, mint a Noachis-földön található lapos, koncentrikus gyűrűs szerkezetek. Ezek a hegy súlyának a nyomása hatására a talajjég lassú „elkásásodásával”, szilárd fázisú elernyedésével (meglágyulásával) simultak ki (W. K. Hartmann, G. Esquerdo, in Hartmann, 2003 p. 118).

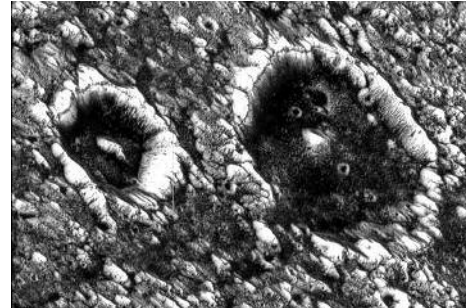
A jégsapkák krátere A jég relaxációs hatása a jégbe vagy túlnyomórészt jeges üledékbe vajt krátereken látszik legjobban. Sajátos viszkózus relaxáción mennek keresztül a marsi poláris rétegzett területeken és jégsapkákban keletkezett kráterek (Pathane et al. 2005).



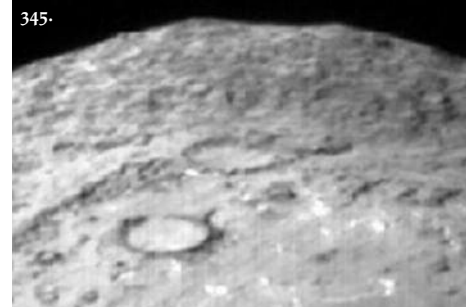
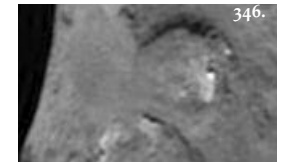
342. Lágyult felszín krátere az Enceladus szaturnuszholdon. A felszín – hasonlóan a többihez – jeges, és alig tartalmaz újabb kráterket, tehát valószínűleg fiatal lehet. A krátereken számos utólagos repedés fut keresztül. (Cassini, PIA06248)



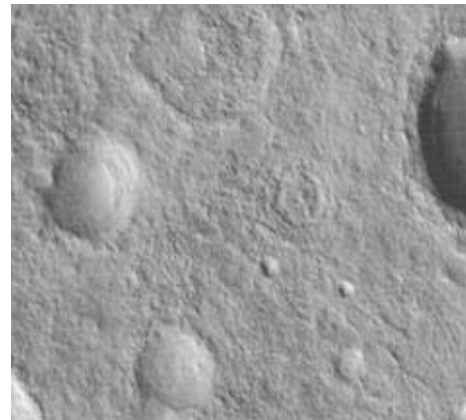
343. Két törésvonal közé „szorult”, sajátosan ellágyult, eredetileg talán gödörközpontú kráter (Ganymedes, Galileo, G01616)



344. A Callisto hold felszínén sajátos „megkelt tézsa” jellegűen változnak meg, relaxálódnak egyes kráterek (Galileo, G01607)



345-346. Sajátos átalakulási folyamatok uralkodhatnak az üstökösömgagokon. Itt egyrészt talán az üstökösömgag jégben gazdag és esetleg porózus anyaga, másrészt az illók kibocsátása hozhatta létre a megfigyelhető morfológiát. Elképzelhető, hogy a jeges felszín egy része napközlelben meglágyt, és így omlott be egy kráter formájú szerkezet (346.). A képen a Tempel 1 üstökös felszínén láthatók kráterek (Deep Impact, balra: PIA 02135; kis kép fent: HRI-937) (Lásd még 168., 169. ábra) A Tempel 1 üstökös felszínét a mesterséges becsapódás kilökte anyag vizsgálata alapján liszt finomságú szilikátos anyag borítja, ami alatt kemény vízjég van.



347. Különböző mértékben relaxálódott (ellágyult anyagú) kráterek a Marson. A kép középső részén látható kráter domborzata már majdnem eltűnt. A sánca a frissebb krátereknek sem látszik (Mars, 337°ny, 36°d, MGS, M20-00860)

PALIMPSZESZT ÉS PENEALIMPSZESZT

*Relaxálódott/részben relaxálódott kráter
Palimpsest, penepalimpsest*

A teljesen relaxálódott, domborzat nélküli krátereket a jeges holdakon palimpszesztnek, földrajzi leíró névvel makulának vagy fakulának nevezik. Ez utóbbi neveket egyébként más alakzatokra is alkalmazzák.

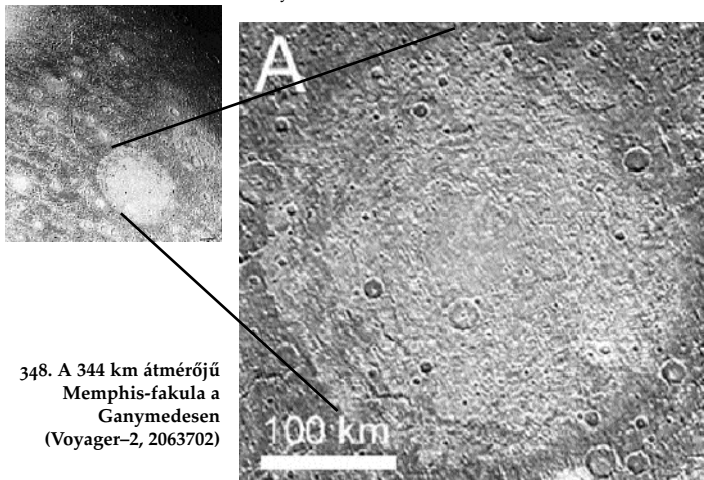
PALIMPSZESZT

A palimpszeszt kerekded, nagy méretű, csak albedokülönbsége alapján észlelhető, környezeténél általában világosabb, domborzatát teljesen elvesztett (relaxálódott) becsapódásos szerkezet a jég-kőzet anyagú holdakon. Valószínűleg korábbi nagy becsapódásos medencék (és törmelék-takarójuk?) maradványa (Underwood et al 1997).

A palimpszeszt nevét (Smith et al. 1979) a kódexekből kivart szövegekről kapta. A környezeténél világosabb foltok leíró jellegű neve fakula (*facula*) (348. ábra), a sötétebbeké makula* (*macula*) (350. ábra) (IAU nomenklatura földrajzi köznévi tag). Ezt a típust eddig a Ganymedes és Callisto, illetve az Europa holdakról írták le, de feltételezik, hogy a Titánon és más jeges égitesteken is előfordulnak.

A Ganymedesen nagyságuk az 500 km-es átmérőt is elérheti. Környezetükkel majdnem

***Makula** lásd: „makulátlan”; **fakula**: ez a szó más úton „fáklya” szavunkká alakult



348. A 344 km átmérőjű Memphis-fakula a Ganymedesen (Voyager-2, 2063702)

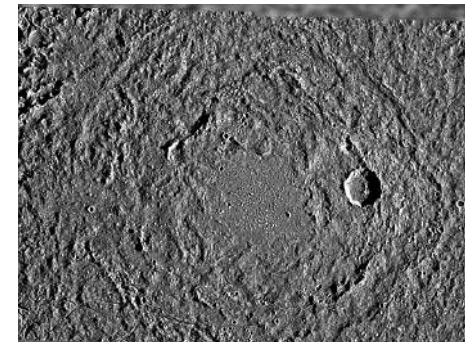
azonos magasságú a felszínük, és törmelék-takaró sem figyelhető meg körülöttük. Központjukban gyakran látható halvány folt, amely valószínűleg az egykori központi dóm vagy gödör maradványa. A palimpszesztnek a rájuk települt kráterek száma alapján idősebbek, mint a Ganymedes felszínének felét kitevő világos területek, ahol nem fordulnak elő. Bár másodlagos kráterek vagy törmelék-takaró nem figyelhető meg körülöttük, becsapódásos eredetűnek tartják őket, mert a penepalimpszesztnekhez hasonlóak, amelyek körül viszont láthatók ezek a nyomok.

Képződésüket a kőzet-jég-holdak legkorábbi időszakára teszik, amikor azok köpenye még melegebb és képlékenyebb volt mint ma, így azóta – vagy még akkor – viszkózus relaxációval elsimulhatott korábbi domborzatuk. Így ezek lehetnek a holdak legősibb szerkezeti (Shoemaker et al. 1982). A világos anyag valószínűleg a mélyebb rétegekből került a becsapódáskor a felszínre. A legidősebbeknél már egyáltalán nem látható a korábbi gyűrűs szerkezet, míg a fiatalabbaknál – bár csak részben – ez még megfigyelhető (Lucchitta et al. 1992; Murchie és Head, 1989). A fiatalabb palimpszesztnek részben egy felszínújra-képződés utáni, fiatalabb, világos területen fekszenek, míg az idősebbek területét átszelik ezek a világos anyagok. A Ganymedesen számuk – a penepalimpszeszttekkel együtt – legalább 39 (Farrar, Collins 2002).

A palimpszeszt környezetétől elkülönülő albedójú határvonala a megfigyelések szerint valószínűleg az eredeti kráter folyamatos, jég-olvadáskor gazdag (fluidizált) törmelékterítőjének külső peremét jelzi. Ezt támasztja alá, hogy másodlagos kráterek csak ezen (azaz volt sáncuk külső peremén) túl láthatók, akárcsak más közös ganymedesi kráter esetében (Jones et al 2003).

PENEALIMPSZESZT

Morfológia: a palimpszesztnekhez hasonlóan kör alakú, általában 300 km-nél kisebb átmérőjű nagy albedójú (világos) foltok, ahol csak az eltérő albedó utal a kráterre, a domborzat már eltűnt. Megjelenésük a palimpszesztnekéhez hasonlít. A fő különbség az, hogy törmelék-takaró és másodlagos kráterek is láthatók itt, melyek jól jelzik becsapódásos eredetét. Számos gyűrű (törés vagy gerinc) övezi őket, melyek közül esetleg a legkülső gyűrűjük jelzi a sánc helyét. A Ganymedesen talált



349. A Buto-fakula palimpszeszt. Központi sima régiója kb. 50 km átmérőjű (Marius-régió, Ganymedes, Galileo PIA01659 MRPS94206)

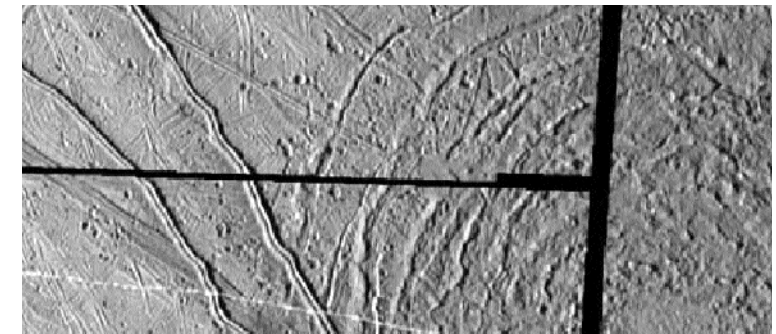
7 képviselőjük kora a világos területekhez közeli, fiatalabbak a palimpszesztnek. Átmenetnek tekinthetők a normál kráterek és a palimpszesztnek között. A kőzet-jég holdakon a megfigyelések alapján a legtöbb (fiatalabb, kisebb) kráternél ilyen kisimulásos relaxáció nem látszik (Schenk 1990).

Monokli jégkráterek Az Európán kisimult domborzatú, de sáncát alacsony gerincekként még őrző becsapódásos szerkezetek a makulák és fakulák. A Tyre-makula (351. ábra) – egy nagyobb becsapódás nyoma – is (pene)palimpszeszt, amelyet több, max. 100 km átmérőjű sötét színű gyűrű (koncentrikus törésrendszer) határol. Ezek tehát a többgyűrűs kráterek sajátos, üveg töréséhez hasonló megjelenésű típusai, melyek képződéséhez valószínűleg vékony vízjégkéregre van szükség.

A **Marson** a jeget tartalmazó regolitban a domborzat idővel szintén relaxálódhat. Itt a pólus-közeli permafroszt területek jégtartalma teszi lehetővé a relaxálódást. Ezekre azonban a palimpszeszt kifejezést nem alkalmazzuk (lásd 51. oldal).

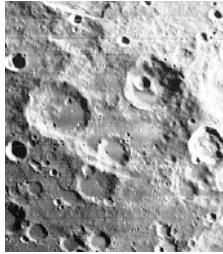


350-351. A Tyre-makula (fenn) és egy részlete közletről (lenn, Galileo-felvétel) (Europa)



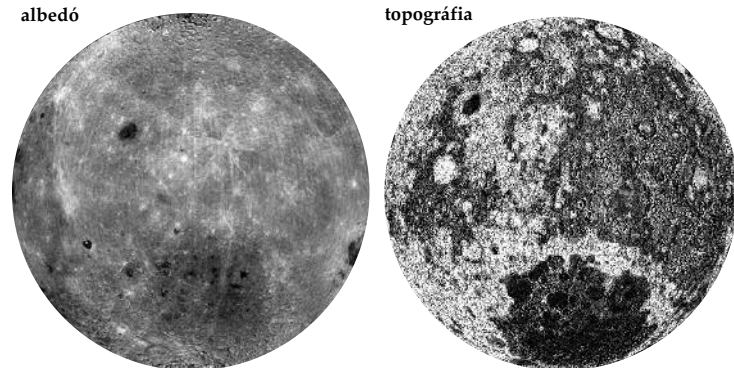
ROMKRÁTER, ROMMEDENCE, TOPOGRÁFIAI MEDENCE

Buried Basin, QCD



352. Az alig kivehető körvonalú Hommel kráter (126 km), belsejében több másik, frissebb kráterrel (Hold, 54.7°d 33.8°k, Lunar Orbiter IV, IV-082-H3)

353-354. A Clementine űrszonda képei a Hold túloldaláról. Balra albedó-fotó, jobbra topográfiai térkép, melyen jól látható a South Pole–Aitken-medence mélyen fekvő területe (szürke árnyalatok: magasan, világosak: átlagszintben, sötétek: mélyen fekvő területek)



Lásd még: eltemetett kráterek (buried craters, 48. old.), kráterek lepusztulása (45. old.)

Romkráternek (rommedencének) nevezzük azt az erősen erodált krátert, amely már nem látható kráterként, de domborzata (medencéje) vagy sáncának megmaradt töredékei kráterre utaló morfológiai jegyeket mutatnak. (A franomkráterek hasonlóak, de itt nem a kozmikus erózió, hanem akkumuláció – por, láva stb. betemetés – működött közre a kráter „eltüntetésében”)

Topográfiai kráternek (medencének) nevezzük azokat a medencéket, melyek vizuálisan nem, csak magasságmérésekkel kimutathatók, és a fentiekkel ellentétben a kráterre utaló morfológiai jegyeket nem mutatnak. Így topográfiai medencék a lepusztult rommedencék, de rajtuk kívül az eltemetett, de a felszínen domborzatában még kimutatható medencék is.

A romkráterek nyoma a lepusztult, megszakadó, sokszor különálló, lekerekített vagy görbült, esetleg egyenes sánc-darabok együttese, amely alig emelkedik a környezet szintje fölé. A központi csúcs ritkán látható. A kráterfal szerkezetei és másodlagos kráterek nem láthatók (FDS 62, 124, 215 sz. NASA-képek). Ebben a kategóriában általában már csak nagyobb méretű (>100 km a Merkúron) kráterek azonosíthatók, mert a kisebbek nyomát az újabb becsapódások teljesen eltüntették. A kráterfenék és a törmelékakaró hasonló a környező területekhez (Hommel, Hold).

Topográfiai medence Nagy energiájú ősi becsapódás lepusztult medencéje. A gyűrű alakú peremhegység esetleg részben észlelhető, de a kráter az erózió miatt már nem vehető észre, csak topográfiai mérésekkel mutatható ki. A legismertebb példa rá a Hold túlsó oldalának nagyméretű topográfiai medencéje, amelyet korábban „Big Backside basinnek” vagy „Aitken–Backside Basinnek” neveztek, mai neve pedig South Pole–Aitken Basin (magyarul *Déli-sark–Aitken-medence*) (Stuart–Alexander, 1978). A medence pereme egy szakadozott, 2200–2500 km átmérőjű kiemelkedés. A Föld felé néző oldalon lévő peremét már földi megfigyelésekkel észlelték, azoknak egy túloldali medencével való kapcsolatát először Hartmann and Kuiper (1962) jelezte előre.

A látványos Clementine méréseket megelőzően már a Zond-6 és -8 fotografikus magasságmérésével (Rodionov et al. 1977) és az Apollo lézeres magasságmérésével kimutatták (hivatkozások: Wilhelms et al. 1979). Középpontja: 56° S., 180° W. A becsapódáskor kidobott törmelékével valószínűleg a teljes, Föld felé néző oldalt is beborította. Ez a becsapódás a központi csúcsban 120 km mélységből származó köpenyanyagot is felszínre hozott, így a Hold köpenyanyaga csak itt tanulmányozható a felszínen. A medence mélysége 12 km.

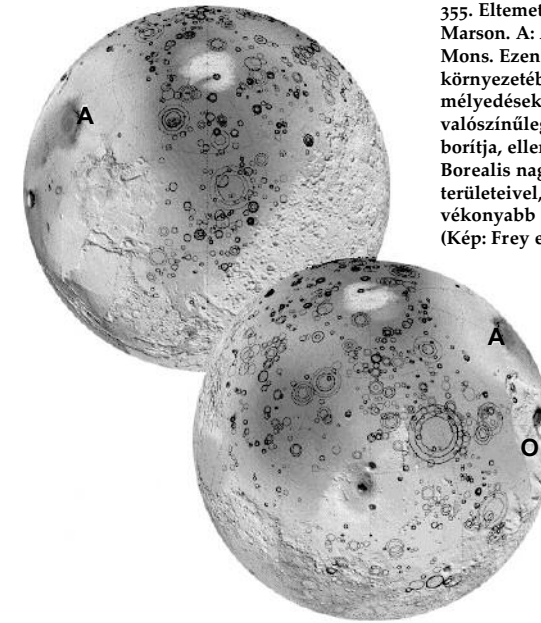
A második legnagyobb az Australe-medence, továbbiak: Planck, Poincaré és Schiller–Zucchi („*Basin near Schiller*” in: Hartmann and Kuiper, 1962), Mutus–Vlacq, Sikorsky–Rittenhouse, Amundsen–Ganswindt stb.

A Clementine űrszonda LIDAR lézeres magasságmérőjével készített mérések tették lehetővé ezeknek a 4,0–4,2 milliárd éve keletkezett hatalmas becsapódásos medencéknek az azonosítását. Kb. 40 kisebb pre-nektári vagy nektári medencét tártak fel a magasságmérési adatok. Ezek csak a topográfiai adatok elemzéséből váltak kimutathatóvá.

Alapvető különbségük a mare területek medencéitől, hogy míg a bazaltfeltöltéses medencék (=marék) főleg a Hold Föld felőli féltékéjén található, az ősi medencék (feltöltve vagy anélkül) közel véletlenszerűen oszlanak el az egész Holdon.

Elnevezésük: peremük két átellenes részén elhelyezkedő pontok (kráterek) neve alapján.

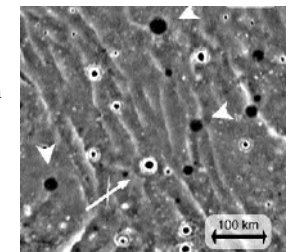
Kerek mélyedések a Marson *Quasi-Circular Depression (QCD)* A QCD-k olyan ősi medencék, amelyek a felszínen többségükben nem láthatók, de magasságméréssel kimutathatók. A holdi rommedencéktől annyiban térnek el, hogy üledékréteg vagy láva temette el őket.



355. Eltemetett ősi medencék a Marson. A: Alba Patera, O: Olympus Mons. Ezen vulkáni területek környezetében nem látszanak kerek mélyedések (QCD-k), tehát ezeket valószínűleg vastag lávatarak borítja, ellentétben a Vastitas Borealis nagy kiterjedésű területeivel, melyeket csak vékonyabb üledék boríthat (Kép: Frey et al. 2001 alapján)

A Marson a Mars Global Surveyor MOLA méréseit követően több mint 600 db, 50 km átmérőjűnél nagyobb eltemetett körkörös medencét (QCD-t) fedeztek fel, s nemcsak a déli felföldön, hanem az északi síkságokon is. Ezek azonban csak a MOLA 30 centiméteres magasságkülönbséget is kimutató mérésein látszottak, a korábbi Viking fényképeken még az utólagos elemzés során is csak kb. 15%-uk volt azonosítható. Ezek valószínűleg igen ősi, vastag törmelékkel, lávával és egyéb üledéktakaróval fedett medencék nyomai (Frey, 2005). A Vastitas Borealis formáció (*geológiai rövidítése: Hv*) területén véletlenszerű eloszlással előforduló kisebb, sánc nélküli „megbújó kráterek” (*Stealth Craters* vagy *flat-floored circular depressions*) valószínűleg ezen formáció rétegének keletkezése előtt vagy közben jöttek létre, s ennek a rétegnek az anyaga fedte be őket (Kreslavsky, Head 2001). Ezek is topográfiai kráterek tekinthetők.

Az üledékréteg alatti nagyszámú medence arra utal, hogy a marsi északi mélyföldek kérge igen idős, esetleg idősebb a déli felföldek felszínének koránál is. Mindez bizonyítja, hogy ha volt víz valaha a Marson, egy nagy kiterjedésű mély terület már igen korán létezhetett, ahol ez a víz összegyűlhetett, s ahol esetleg élet is létrejöhett.

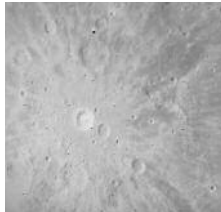


356. Megbújó kráterek (*stealth craters*) (nyílhegygel jelölve) és friss kráterek (nyílal jelölve) a Mars északi síkságján. MOLA topográfiai térkép (sötét: mélyebb, világos: magasabb területek) (Kreslavsky, Head 2001)

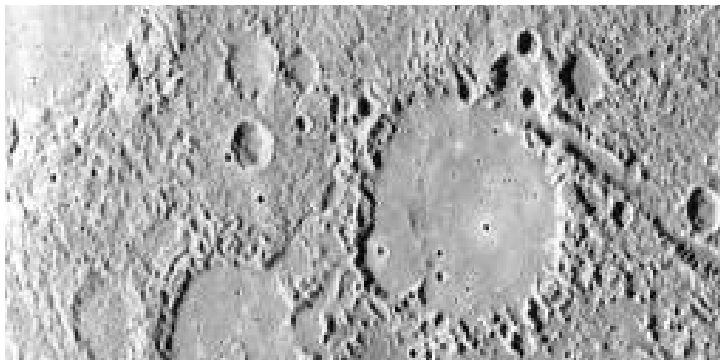
A MERKÚR BECSAPÓDÁSOS KRÁTEREI



357. Három hasonló méretű, de eltérő erodáltságú központi csúcsos kráter a Merkúron (Mariner-10, 166679)



358. Fiatal, sugársávú kráter (Mariner-10, 166657 sz. felvétel)



359. Idős, lávával feltöltött kráterek a Merkúron (Mariner-10, 27424)

A Hold és a Merkúr két, első ránézésre erősen hasonló felszínű égitest. Ez nagyrészt abból fakad, hogy mindkét, jelentősebb légkör nélküli égitesten a felszíni formák kialakításában a becsapódások játszottak fontos szerepet.

A Merkúr ismert féltékén legalább 15 ősi becsapódásos medence található. A Tolsztoj többgyűrűs medence, 2-4 gyűrűvel (nem ismert bizonyosan), jól megőrzött, aszimmetrikus törmelékterítővel. Belső része a becsapódás után lávával töltődött fel. Hasonló, de csak egy gyűrűvel rendelkezik a Beethoven medence.

Az 1300 km átmérőjű Caloris-medence (361. ábra) a legnagyobb méretű becsapódási alakzat a Merkúron. Ellenlábás pontjában feltördelt terület található (lásd: 45. oldal). A Caloris-medence belsejét kitöltő lávát törésvonalak hálózata szabdalja. A láva lehet vulkáni eredetű vagy impakt olvadék.

Számos krátert vagy mélyedést tölt ki sima láva (*smooth plains*) anyag, mely valószínűleg nem sokkal a Caloris esemény után ömlött a felszínre. Ezek a holdi marékhoz hasonlóak, de azokkal ellentétben albedójuk megegyezik környezetükével (Spudis 2001).

A Calorisnál kisebb medencék és a nagyobb méretű kráterek belső központi gyűrűt és teraszos kráterfat mutatnak. Az ilyen szerkezeti formák 130 kilométeres átmérőig figyelhetők meg a kráterekben. Az ennél kisebb kráterekben már csak központi csúcs fordul elő.

A két égitest becsapódásos formái között azonban megfigyelhető egy alapvető különbség, miszerint adott morfológiai jellemzők a Merkúron kisebb

átmérőjű krátereknél jelennek meg. Az előbb felsorolt kráterjellemzők mind sokkal „tömöttebb elrendezésű” krátereket mutatnak a Merkúron, mint a Holdon. Ezt legegyszerűbben egy adattal érzékeltethetjük: a legkisebb olyan medence, amelynél a központi csúcs körkörös belső gyűrűvé bomlik, a Holdon 300 km, a Merkúron 130 km.

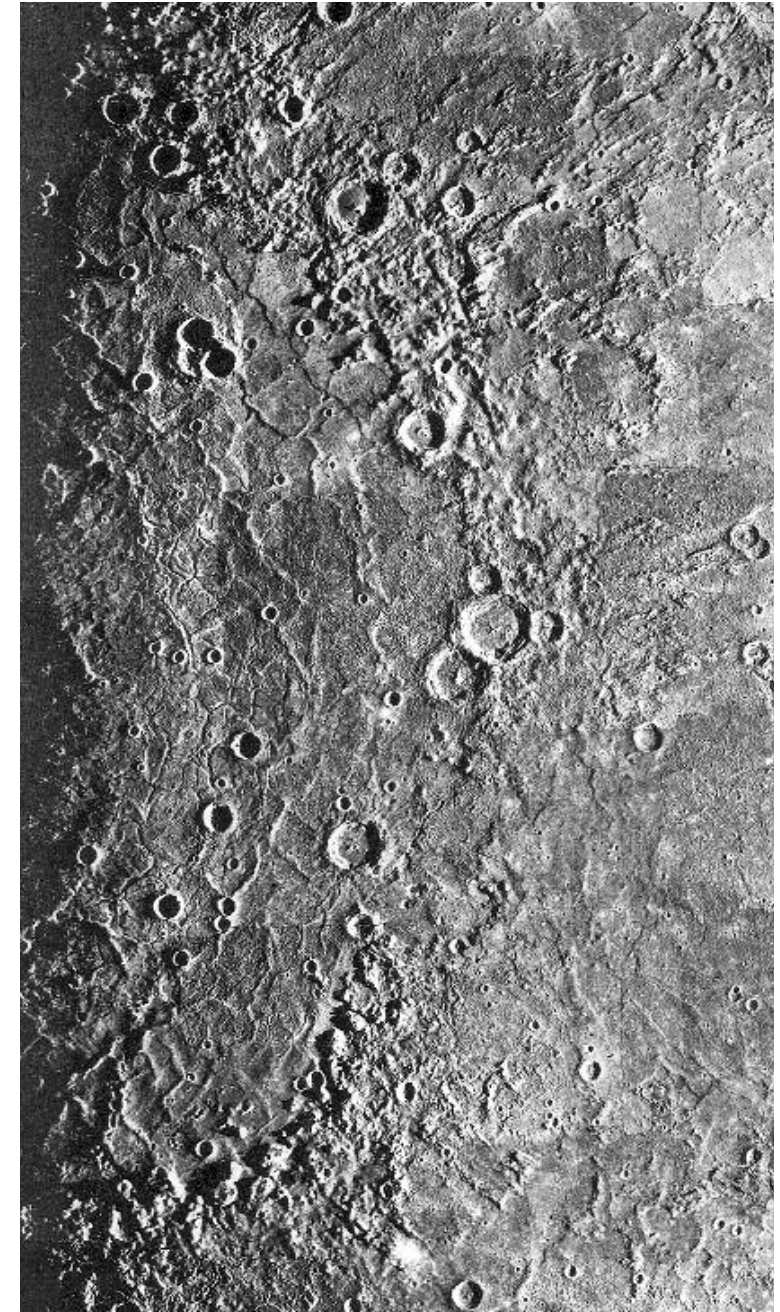
Ugyanílyan párokat lehet képezni más kráterformák összehasonlítása esetén is (például a Holdon 40 km, a Merkúron 20 km átmérő felett jellemzők a teraszok). Általánosságban megállapíthatjuk, hogy ugyanazon formák a Holdon kétszer olyan nagy kráterméretnél jelentkeznek, mint a Merkúron. Ennek oka, hogy a kráterkeletkezés meghatározó fizikai jellemzője a felszíni gravitációs gyorsulás. A felszíni gravitációs gyorsulás értéke pedig a Merkúron $3,70 \text{ m/s}^2$, míg a Holdon $1,62 \text{ m/s}^2$. (Közismert, hogy a Föld felszínén ez az érték $9,81 \text{ m/s}^2$.)

Érdeemes megemlíteni, hogy a Föld és a Hold felszíni formáinak összehasonlítása esetén ez az arány nem $2/3$, mint a Merkúr/Hold viszonyában, hanem jó közelítéssel $1/6$, ami azt jelenti, hogy a Földön hatodánál kisebb kráterátmérőnél jelenik meg egy egy előbb jelzett tulajdonság, vagyis pl. a központi csúcs 300 km átmérő helyett már 50 km-es átmérőnél belső gyűrűvé tagolódik. A földi kráterek 6-szor tömöttebb alakzatok, mint a Holdon lévők.

Ahogy a Holdon, úgy a Merkúron is megfigyelték, hogy a Caloris-medence kidobott takarója idősebb, mint a medencét kitöltő síkság felső rétegének kora. Ezt a mérést krátergyakoriság számlálásokkal végezték el.



360. Másodlagos kráterek lánc (alul) a Merkúr felszínének egy 50x40 km-es részén (Mariner-10)



361. A Caloris-medence részlete sűrű fényben (montázs a Mariner-10 felvételeiből)

A VÉNUSZ BECSAPÓDÁSOS KRÁTEREI

Lásd még: sűrű légkör hatása, parabolacsóvás kráterek



362. A Markham kráter (75 km) egy vulkáni lejtőn van. Az impakt olvadék lefelé távolra jutott. A törmelékterítő szegmenshiánya 10–20°-os ferdeszögű becsapódást jelez (Magellan radar, C2-MIDR 00N131;1/40). Nagyon hasonló megjelenésű az Addams kráter is.



363. A 63 km-es Alcott kráter. Azon kevés kráter egyike, melyet kialakulása után részben láva öntött el (Magellan radar, MRPS 34482)

A sűrű légkörrel rendelkező, kb. Föld méretű Vénusz felszínén kb. 950 db, 1,4–280 km közötti átmérőjű becsapódási kráter található véletlenszerű eloszlásban, ami arra utal, hogy a Vénusz felszíne egységesen viszonylag fiatal, kb. 500 millió éves korú.

Kis kráterek hiánya A Vénuszon teljesen hiányoznak a kisebb kráterek, így a radarképek felbontásának növekedésével sem válik több kráter láthatóvá. Ennek oka a sűrű légkör: a kisebb meteorikus testek felizzanak és elégnék / felrobbannak a légkörben, mielőtt még elérnék a felszínt (levágási határ, „cutoff size”). A Vénuszon a 6–7 km-es kráterátmérőig folyamatosan nő az adott méretű kráterek száma, ez alatt azonban egyre kevesebb van; 3 km átmérőjű kráternél kisebb alig akad, a legkisebb 1,5 km-es.

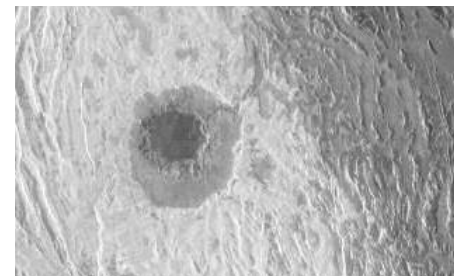
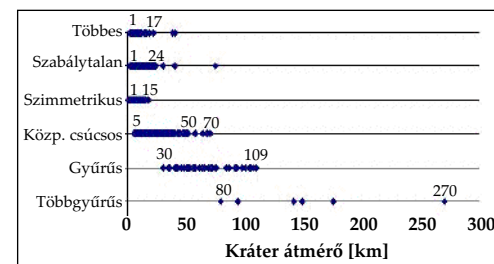
A Földön ugyanez a hatás kisebb méretekben működhet: csillaghulláskor épp ezt a jelenséget láthatjuk, de a mi légkörünk csak a néhány méternél kisebb testeket tudja elégetni. A kisebb darabok lelassulva, széttörve kráterképződés nélkül hullhatnak a felszínre. A legnagyobb földi kráterek 10 méter körüliek.

A 10 km-esnél kisebb vénuszi krátereket létrehozó égitestdarabok ugyan becsapódnak, de sokszor nem egy darabban. Ezek a sűrű légkörben széttöbbannak és darabjaik egyidőben (szinkron) csapódnak be egymáshoz közel, ha elég kis magasságban történt a feldarabolódás. Néha csak radarsötét udvar, halo látható, kráter nélkül. Ez azt a porrá zúzott vénusztalajt mutatja, amelyet a felszín elérése előtt még a légkörben történt robbanás által kiváltott lökéshullám hozott létre.

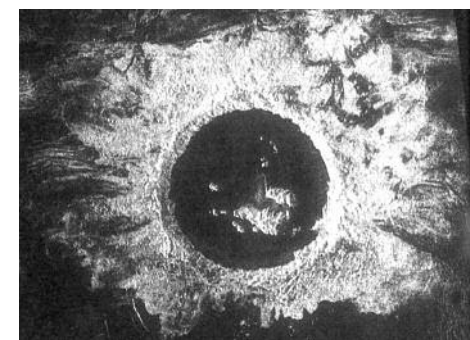
Véletlenszerű krátereloszlás A kráterek a Vénuszon a felszínt mindenütt kb. azonos sűrűségben borítják. Néhol ugyan több van belőlük, de nem több annál, mint amit véletlenszerű (*random and anticlustered*) eloszláskor (pl bekötött szemmel pontok felrajzolásakor) amúgy is várhatnánk (Grinspoon 1997).

A gyenge erózió miatt a kráterek többsége (84%) frissnek, érintetlennek néz ki, és sokszor nagy lávamezők tetején vannak. 4%-uk belsejét tölti ki részben láva, de majdnem teljesen eltemetve (amikor sejteni még lehet a kráter létét) szinte egy sincs.

A Vénusz felszínének kora a kráterszámlálás alapján 500 ± 200 millió év. Ekkor érhetett véget a legutolsó nagyobb felszínújrapépződési esemény. A Föld után a Vénuszon található a Belső-Naprendszer legfiatalabb felszíne. Az egyenletes krátereloszlás miatt úgy tűnik, hogy az egész felszín egységesen ilyen idős. Mi történt tehát kb. félmilliárd évvel ezelőtt, ami eltakarta az összes korábbi krátert, méghozzá úgy, hogy részben eltakarva szinte egyet sem hagyott? Ekkor az egész felszínre kiterjedő katasztrofális felszínújrapépződés (*catastrophic resurfacing*) következett be, azaz olyan globális vulkáni aktivitás, amelynek lávái mindent vastagon elborítottak (Nimmo és McKenzie, 1998). A nem globális, hanem véletlenszerűen, különböző helyeken és időben előforduló kisebb intenzitású vulkánosság hátrahagyta félig előntött krátereket és kráterekkel sűrűn borított „érintetlen” területeket is. A jelenség magyarázata szerint a Vénusz nem folyamatosan, hanem szakaszosan (oszillálva), globális aktív időszakok során szabadul meg a belső hőtől, amelyet nyugodt periódusok választottak el egymástól. Néhány százmillió évig a felszín nyugodt, de közben alatta gyülemlik a hőtöbblet. A szilárd kéreg a belső hő hatására alulról egyre jobban megolvad (termális erózió), elvékonyodik, s amikor elér egy kritikus határt, a „hőszigetelő” kéreg az alatta felgyülemlett belső hő miatt hirtelen „átfordul” (*overturn*) és vastag lávatarakóval borítja el a felszínt. Ezzel a bolygó egy időre a felesleges belső hőtől megszabadul, majd



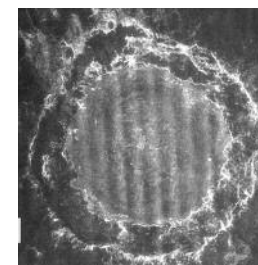
365. A 100 km-es Cleopatra krátert (régiben Cleopatra Patera) korábban vulkáni eredetűnek gondolták. Körülötte jól látható a környezeténél radarsötétebb terület. Ezt radarfényes terület veszi körbe, mely vidék a bolygó nagy magasságú területeinek jellemzője – ez a Maxwell-hegység (Magellan radar)



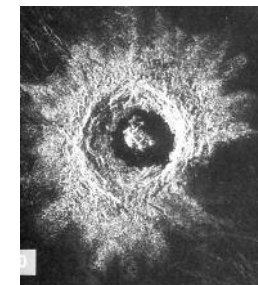
366. A 63 km-es Aglanoice kráter központi gyűrűre utaló szerkezetet mutat. Törmeléktaarója pereméről lávafolyásnyomok indulnak kifelé. Aljzatát sima láva önthette el (Magellan radar)

néhány százmillió évre felszíni geológiai aktivitása lecsökken, s újraindul a belső hőfelhalmozódás. Jelenleg ebben a fázisban lehet a bolygó. (Időben hasonló nagyságrendű ciklust feltételeznek a földi szuperkontinensek szétdarabolódására is.)

364. Vénuszi kráterek morfológiai jellemzői, kráterméret függvényében (Schaber et al. 1992 adatai alapján) A számok az adott kategória legkisebb és legnagyobb jellemző méretű kráterét jelzik



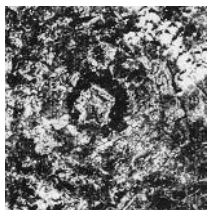
367. A Vénusz legnagyobb krátere, a gyűrűs, 275 km-es Mead. Egyedi gyűrűformát mutat



368. A 34 km-es Golubkina kráter szegmenshiányos törmelékterítője ferdeszögű becsapódásra utal. Központi csúcsa körül lávaelőntés nyoma látható. (Magellan radar)

A FÖLD BECSAPÓDÁSOS KRÁTEREI Terrestrial impact craters

Lásd még: becsapódás vízbe, légkört hatása; földi kráterek adatai: 68. oldal



369. Erősen erodált kráter Brazíliában (Araguinha-dóm, 17°d, 53°ny), trópusi szavanna (campos) vidéken. Először vulkáni benyomulásnak tartották. Földfelszíni vizsgálatok csak a központi 20 km átmérőjű szerkezetet azonosították, a teljes, 40 km átmérőjű gyűrű csak a LANDSAT felvételen mutatkozott meg. (LANDSAT 1089-13005, 1972). A közepén lévő sötét terület a csúcs lejtőit borító növényzet. Kora 244 millió év.

370. A legismertebb meteorokráter a Földön: az 1,18 km átmérőjű, 180 m mély, 30-60 m magas sáncú, kb. 50 ezer éves Barringer-kráter (Arizona, USA). A számítások szerint egy 60 m átmérőjű, 30 ezer tonnás vasmeteorit ütötte. Törmelékterítőjének anyaga ma is elkülöníthető a környezetétől. (Wright et al 2003)

A Föld felszínén 2004 novemberében 172 db bizonyítottan becsapódás okozta, 10 méter és 300 km közötti átmérőjű krátert tartottak számon. A Földön a légkör, az erózió és a lemeztektonika sajátos környezetet teremt a becsapódási krátereknek. A legtöbb, Földet eltaláló test el sem éri a felszínt, mert még korábban, a légkörben elég, vagy becsapódás előtt robban fel, ahogy az 1908-ban a Tunguz-eseménynél is történt.

A becsapódó test nagyobb valószínűséggel csapódik óceánba, mint a szárazföldre; s ekkor még kevésbé hagy maradandó nyomot, noha bizonyos esetekben utólag mégis következtetni lehet a becsapódás helyére és idejére. Utóbbira példa a 2,15 millió évvel ezelőtt a Csendes-óceánba történő Eltanin-becsapódás. A becsapódás helyét és idejét a mélytengeri üledékből vett minták elemzésével derítették ki az 1960-as években.

A becsapódási kráterek a Földön a légkör nélküli bolygótestekhez képest gyorsan erodálódnak. Ennek fő oka a szárazföldi kráterek esetén a jég, a víz és a szél eróziós hatása, a tengerfenéken létrejötték esetén pedig a lemeztektonika: az óceáni kéreg „futószalagja”, amely a 200–300 millió évnél idősebb krátereket a szubdukciós zónába betolja, és visszaolvasztja az asztenoszféra.

Amellett, hogy a krátereket mérettük és szerkezetük szerint morfológiai osztályokba soroljuk (ahogy azt más bolygótestek kráterei esetében is tettük), a földi meteoritkráterek besorolását ki kell egészítenünk az erózió mértékének figyelembevételével.

Az ősi, nagy kráterek a kontinensek legidősebb részein: pajzsterületein maradhattak meg (Sudbury, Vreddefort). Az Észak-Amerikában és Európában lévő pajzsjelű területe a jégkorszakban erősen erodálódott,



emiatt látszik sok idős kráter a mai felszínén.

Jelenleg a műholdas technika nyújtja a legnagyobb segítséget a kráterek felsismerésében. Ezzel vált igazán lehetővé a lakott területektől távoli vidékeken is a kráterek könnyű felismerése és lakott, beépített területeken is könnyebb felismerni a krátereket. A kráterek becsapódási eredetének bizonyításában a sokk metamorfózis kőzetmikroszkópos felismerése lehet perdöntő.

A kráterek átmérőjét tekintve a legkisebbet 1990. május 17-én az urálbéli Sterlitamak közelében hullott meteorit ütötte (371. ábra). A 10 méteres tál alakú krátert a helyiek már jelentősen összejárálták, mire hat nap múlva az orosz Tudományos Akadémia kutatói megérkeztek. A becsapódások szerint 1 m-es vasmeteorit 45°-os szögben érkezett, és a kráterből egyirányban lökött ki nagyobb földmennyiséget. Beérkezéskori 15–18 km/s sebességéről 2–3 km/s-re lassította a légkör (v. ö.: Peekskill). A kráterben 12 m mélyen találták meg a vasmeteorit egy 315 kg-os darabját (Sky and Telescope 1992 aug. p. 126).

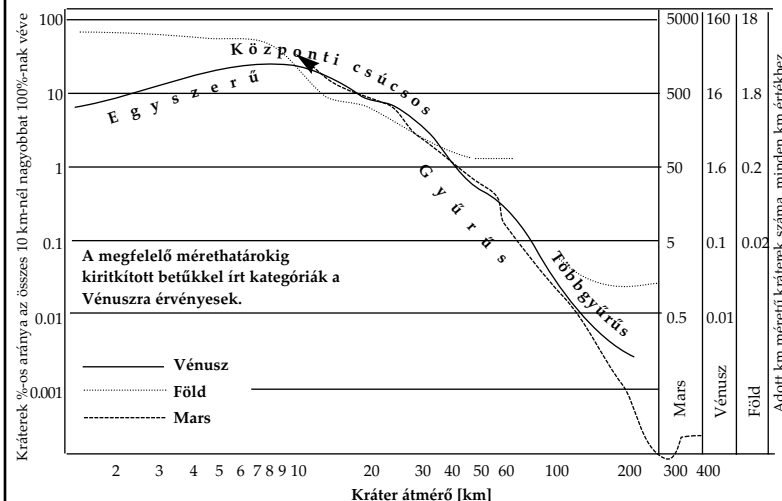
Szintén a legkisebbek között található a 15 méteres Haviland-kráter (Kansas, USA, 372. ábra), ami kevesebb mint ezer éve keletkezhetett. (Ha sokkal idősebb lenne, akkor az erózió miatt már nem volna felismerhető.) A további legkisebb kráterek a kb. 270 ezer éves, 27 méteres nyugat-ausztráliai Dargalanga-kráter és a 27 méter átmérőjű, Oroszországban található Sikhote Alin (a Szihote-aliny hegység nevével), ami 55 éves.

A legnagyobbak között az első helyen a 300 km átmérőjű és 2,0 milliárd éves dél-afrikai Vreddefort-kráter áll, amit a 250 km-es és 1,85 milliárd éves Sudbury-kráter követ (Ontario, Kanada). A Chicxulub-kráter a Föld harmadik legnagyobb ismert krátere. Ez a 170 km átmérőjű kráter 65 millió éve jött létre. Felfedezése a térségbeli olajkutatásnak köszönhető.

A hozzánk legközelebbi, jól tanulmányozható becsapódásos kráter a németországi Ries-kráter.

Bizonyos becsapódások nagy hatással voltak a földi élet fejlődésére. A Mexikói-öböl alatt ma 1100 méter

371. A 10 m-es Sterlitamak kráter az Uralban (Oroszország)



vastagságú üledékekkel fedett Chicxulub-kráter létrehozó égitestet a jura időszak végi 65 millió évvel ezelőtti tömeges kipusztulással (illetve ahhoz való jelentős hozzájárulással) „vádolják”.

A Földön is található kráterláncok (lásd: kráterlánc, 30. oldal). A Callisto, Ganymedes és a Hold után a Föld a negyedik égitest, amelynek felszínén becsapódásnyom-sorozatot sikerült megfigyelni. Az USA területén, Illinois, Missouri és Kansas államokon ível át egy 8 kráterből álló kráterlánc, melyek szülőégitestjei egykoron egy objektumot alkothattak. Az egyes kráterek átmérője 3 és 17 km, koruk 320 millió év körüli.

Az USA krátereiről lásd Koeberl, Anderson (1996), a földi becsapódások és kutatási módszereik áttekintését pedig: Montanari, Koeberl (2000)

372. A mindössze 15 méter átmérőjű Haviland-kráter (Kansas, USA)



373. A kráterek nagyság szerinti gyakorisága a Marson, Vénuszon, Földön. A három görbe a kráterméretek statisztikus átlaga miatt szinte azonos lefutású, leszámítva a légköri levágás miatt a kis mérettartományt. A marsi minta 19300, a vénuszi 941, a földi 167 kráter adatai alapján készült. A Marsi adatok csak a 10 km-esnél nagyobb krátereket tartalmazták, a többi minden az adott égitesten ismert kráterét. A bal tengelyen a %-os arány olvasható, a jobb oldalon minden krátermérethez az abszolút szám (azaz pl. 24 és 25 km közötti méretű kráter a Marson kb. 500 db található. Ugyanekkora méretű a Vénuszon kb. 16, a Földön kb. 1 található.) Az adatok forrása: Vénusz: Herrick et al. 1997; Mars: Rodionova et al. 2000, Föld: Earth Impact Database 2003. A vénuszi kráter típus kategóriák forrása Schaber et al. 1992 adatai.

(Források: FGDC, solarviews.com, unbc, Kereszturi et al, 2003; Holl et al. 1997)

AZ EUROPA BECSAPÓDÁSOS KRÁTEREI

A Jupiter Europa nevű holdjának fiatal felszínén 28 darab négy kilométernél nagyobb krátert találtak napjainkig (2005). A hold körül mért mágneses tér változásából és a felszíni alakzatokból (jégablák, káosz-területek, barnás-vörös foltok stb.) arra következtethetünk, hogy a 3138 km átmérőjű hold vízjégből álló kérgé alatt 80–170 km vastagságú egybefüggő vízóceán lehet. A felszínen megfigyelhető kráterek kialakulását, a Föld-típusú égitesteken látottaktól eltérő morfológiáját a szilikát kéregtől eltérő tulajdonságú vízjégkéreg és folyékony vízréteg okozza.

A hő- és anyagáramlási folyamatok révén a felszín állandóan megújul, így viszonylag kevés krátert találunk. A kráterszám arra utal hogy a jelenlegi felszín kb. 100 millió éves. A nagyobb krátereknél jól megfigyelhető az elsimulási (relaxációs) folyamat, amelynek következtében a

kráter ellaposodik (domborzata kiegyenlítődik). A kráter később repedések vághatják át.

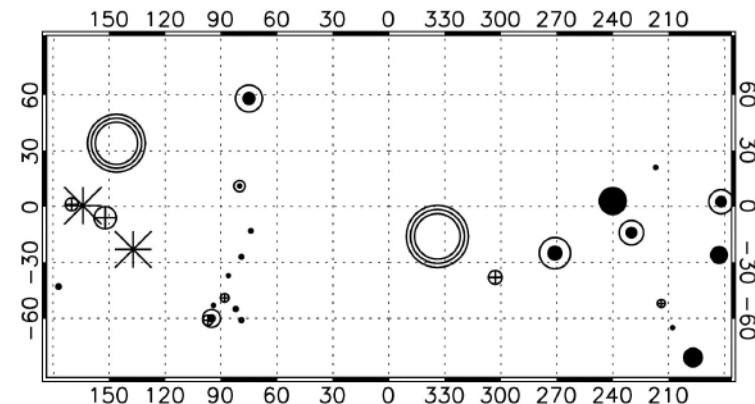
Az Európát a legrészletesebben a Galileo űrszonda fényképezte. Az általa megfigyelt legkisebb kráterek a 30–450 méter átmérőjű mérettartományba eső másodlagos kráterek voltak. A legtöbb másodlagos krátert a 23,7 km átmérőjű Pwyll kráter (377. ábra) környezetében figyelték meg.

A másodlagos kráterek egyszerű gödrök összetett alakzat nélkül. Ha a becsapódó test tömege és/vagy sebessége nagyobb, akkor az aljzat megemelkedik, és kiemelt helyzetben marad, a kráter közepén található részek központi csúcsot hozhatnak létre. Az Europa esetében azonban egy nagy becsapódás esetén a test már áttörheti a jégpáncélt, így különleges becsapódási alakzat jöhet létre.

A megfigyelések szerint kb. 10 km-nél nagyobb kráterátmérő felett a jégkéreg átszakad, a feltörő vízben oldott sók és egyéb vegyületek kiválása vörös színt kölcsönöz a kráternek, aminek aljzata izosztatikusan megemelkedik, így a kráter laposabb lesz és mélysége a nagy átmérő ellenére sem haladja meg az 500 métert. Több tíz kilométeres átmérő

esetén a nagy kráterek sok koncentrikus körből, körívből állnak, melyek körülveszik a krátert. A morfológiai határokat nem lehet kizárólag a kráterátmérőhöz kötni, ugyanis a jégkéreg vastagsága helyről helyre változik és ez erősen befolyásolja a létrejött kráter morfológiáját.

Mivel a központi csúcs és a kör-sánc kiemelkedését és fennmaradását valamint a nagyobb kráterek ellapulását a jégkéreg vastagsága határozza meg, a kráterek



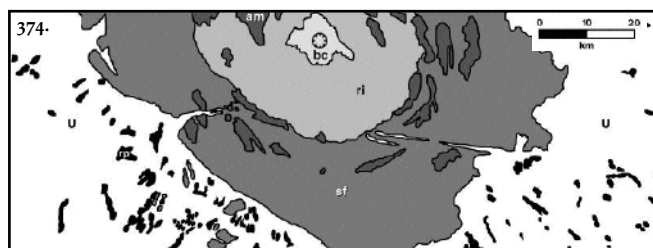
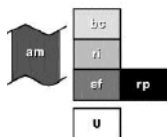
morfológiájának tanulmányozásából meg lehet becsülni a jégpáncél vastagságának alsó mérethatárát. A számítások 3–4 (Turtle és Pierazzo) és 19 km (Schenk) között mozognak. A jégkéreg vastagsága hosszabb időtávon a változó belső hő függvényében időben is változhat.

A Galilei-holdakon megfigyelt kráterek több mint 90 százalékát a Jupiter-család üstökösökének becsapódása hozhatta létre. Ezen üstökösök (vagy azok egyes darabjainak) becsapódási sebessége átlagosan 26,5 km/s lehet (Turtle, 2004, Morrison, 1998, Turtle és Pierazzo, 2001).

376. Az Europa krátereinek eloszlása E. P. Turtle és E. Pierazzo szerint.

Fekete kör: egyszerű kráterek
Körök + jel: központi csúcsos kráterek
Körök + jellel: kráterek, amelyek csak gyenge felbontásban ismertek.
Csillag: a Taliesin és Tegid nevű sajátos szerkezetű kráterek
Gyűrűk: többgyűrűs kráterek

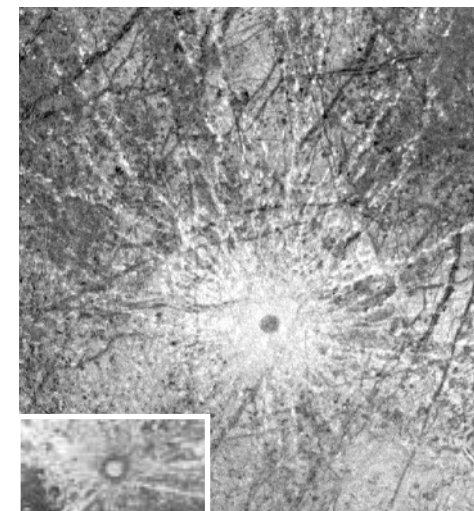
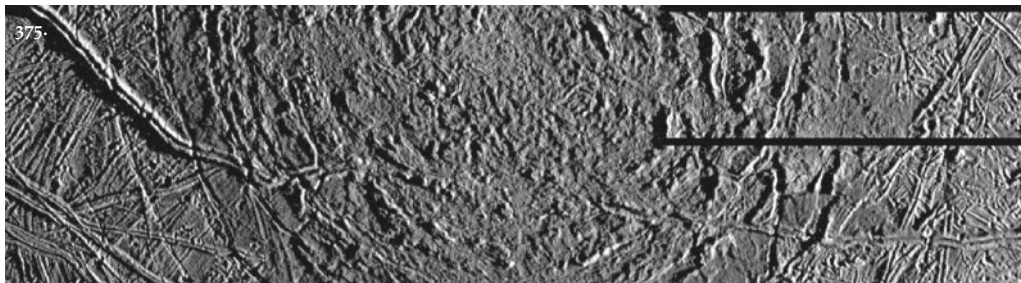
GEOLÓGIAI EGYSÉG KORRELLÁCIÓ



bc világos központi lebenyes egység
sf Sima külső folyási egység
rp Radiális gödrök és gödörláncok
ri Érdes belső egység
am Gyűrűhegységek
u Korábbi felszín

374-375. A Callanish kráter (makula) déli részének fényképe és geológiai térkép vázlata.

Jól láthatók a kráter átmérőjéhez képest kis kéregvastagságú holdon a kráter körüllevő koncentrikus ívek (Europa, Galileo P48228 MRPS78070)



377. A Pwyll kráter az Europa egyik leglátványosabb krátere. Sugársáv szerkezete jól kivehető ezen az 1,2 km/pixel felbontású Galileo-fotón. A középső sötét kör kb. 50 km átmérőjű (a 23 km átmérőjű kráter sáncánál nagyobb). A felvétel egy kb. 1500x1700 km-es területet mutat. A bal alsó sarokban az albedóalakzatok összehasonlításaként a Tycho kráter (Hold).

BECSAPÓDÁSOK ÉS BOLYGÓFEJLŐDÉS

A kráterek képződése és az azokat létrehozó becsapódások összetett módon befolyásolják egy égitest fejlődését. Az alábbiakban a legfontosabb ilyen hatásokat vesszük sorra.

– **Égitestek létrehozása:** a nagy becsapódások alkalmával kirepült anyagból később új égitest állhat össze. Így keletkezett a Hold is az ősi Föld és egy Mars méretű bolygócsíra (a „Theia”) ütközésekor kirepült anyagból, és valószínűleg hasonló folyamat hozhatta létre a Plútó–Charon rendszert is.

– **Égitestek szétrombolása:** a nagy becsapódások szét is darabolhatnak egy égitestet. Ilyen ősi, szétört, de hasonló pályán maradt töredékek alkotnak egy-egy kisbolygócsaládot – ilyenkor tehát egyben új égitestek is születnek. Ha egy bolygó holdrendszerében történt az ütközés, akkor a darabokból később akár újra is összeállhat az égitest (pl. egyes elgondolások szerint Miranda).

– **Pályaelemek és tengelyforgás módosítása:** a nagy becsapódások az égitestek mozgását is befolyásolják, pl. növelhetik a pálya excentricitását. A modellek alapján hatalmas ősi ütközések felgyorsíthatták vagy lefékezthették egyes bolygók forgását, vagy megváltoztathatták a forgástengely állását, pl. ezek billentették ki az Uránusz vagy a Plútó forgástengelyét a pályasíkjára állított merőlegeshez közeli állapotból, nagy szögű precessziós mozgásra is késnyserítve azt. A kisbolygóknál vagy üstökösökönél a kaotikus, több tengely körüli forgásért is valószínűleg a becsapódások a felelősek.

– **Légkör növelése:** megfelelő körülmények esetén egy becsapódó objektumból kiszabaduló gázok egy része a becsapódást elszenvedő égitest légkörében marad. Minél kisebb energiájú egy becsapódás, a felrobbanó test anyagának annál nagyobb része marad meg a célobjektum légkörében. A 100–500 méternél kisebb objektumok anyagának nagy része az eltalált bolygó őslégkörét gyarapíthatta (pl. Föld, Vénusz).

– **Légkör csökkentése:** a nagy becsapódások robbanásának lökéshulláma el is fújhatja egy

égitest légkörének jelentős részét. Ilyen a viszonylag kis tömegű és ezért gyengébb gravitációs terű égitestek fejlődése során többször előfordulhatott. Elméletileg ilyen becsapódás is véget vethetett a Mars korai nedvesebb éghajlatának (légkörelfújás) (Vickery és Melosh 1990). A kráterszámításos kor meghatározás alapján ilyen eseményt okozhatott a marsi Argyre-medencét létrehozó becsapódás, mert a marsi folyóvölgyek elsősorban az ennél idősebb felszíneken találhatók. A becsapódás után a légn nyomás erőteljesen lecsökkenhetett, és már csak igen szűk hőmérsékleti határok között létezhetett a Marson víz folyékony állapotban.

– **Kémiai átalakulások kiváltása:** a becsapódások a felszín és a légkör kémiai összetételét erősen megváltoztathatják. A mikroszkopikus becsapódások illékony gázokban szegényítik a légkör nélküli égitestek (pl. Hold, kisbolygók) felszíni regolitakaróját. A Japetus (Iapetus) szaturnuszhold vezető oldalának sötét színéért a korábbi elméletek a becsapódó szemcsék ütközése által kiváltott kémiai reakciókat teszik felelőssé. (A Cassini űrszonda képei alapján azonban inkább geizírműködéssel magyarázható itt a jelenség [Illés 2005b].)

– **„Frisz” anyag szállítása:** a becsapódásokkal egy égitestre ott ritkának számító molekulák kerülhetnek, ilyen lehetett pl. a víz és szerves anyagok szállítása az ősi Földre becsapódó kisbolygók, üstökösök révén. Ugyanitt a légkörben elizzó objektum gyártotta nitrogén-oxidok megváltoztatnak egyes légköri reakciókat, a Földnél pl. elbontják az ózont.

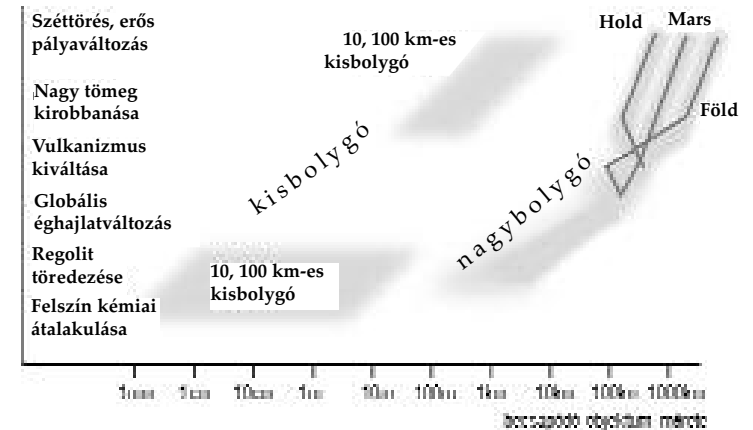
– **Éghajlati változások:** amennyiben a becsapódás jeget vagy vizet, esetleg magas széndioxid tartalmú kőzetet talál el egy légkörrel is bíró égitesten, a kipárolgó üvegházgázok megnövelhetik a felszíni átlaghőmérsékletet (ilyenek pl. a Mars fejlődésének elején az egyes nedves és meleg periódusok, vagy az ősi Földön az óceánokat elpárologtató és sűrű vízgőz atmoszférát létrehozó nagy becsapódások). Ugyanakkor ha a becsapódás sok mikroszkopikus port lövell a felsőlégkörbe, az évekig tartó globális jégkorszakba taszíthatja az égitestet. A becsapódás közvetlen környezete a becsapódási esemény után egy ideig melegebb környezeténél, itt sajátos mikroklíma alakul ki.

– **Tektonikus folyamatok:** a nagy becsapódások az égitestek szilárd külső burkában tektonikus folyamatokat indíthatnak el (pl. a Merkúron a

Caloris-medencét kialakító becsapódástól az égitest átellenben lévő vidékén keletkezett kaotikusan összetört régió a kiváltott sz seizmikus hullámok fókuszálódása következtében).

– **Vulkanikus aktivitás:** egy nagy becsapódás közreműködhet a felszíni vulkanizmus elősegítésében, részben beolvadást okozva az asztenoszférában, részben a magma emelkedéséhez szükséges repedéseket hozva létre a kőzetburokban (pl. a vulkáni aktivitás újraélése a Merkúron a Caloris-becsapódás után, vagy a mare bazaltok feljutásának megkönnyítése a Holdon a nagy medencék alatti repedéseken át).

– **Globális szerep:** a fenti folyamatok egymással összekapcsolódva, egymást befolyásolva komplex módon hatnak egy-egy égitest fejlődésére.



378. Eltérő méretű objektumok becsapódásának hatása különböző égitestekre. A vízszintes tengelyen a becsapódó objektumok mérete, a függőlegesen a becsapódás néhány jellemző következménye látható. A grafikonon szürkével egy 10, egy 100 km-es kisbolygón (bal, kisbolygó-oszlop), a Holdon, a Marson és a Földön (jobb, nagybolygó-oszlop) történt becsapódás következményei láthatók. A globális éghajlatváltozást csak a légkörrel rendelkező égitestekre értelmezzük. Érdekes megfigyelni, hogy a vulkanizmust kiváltó becsapódó test mérete a célobjektum méretével fordított összefüggésben van: míg a kisbolygóknál ez nem is jön szóba (az üstökösökön a becsapódások aktív, anyagkiöbcsátást mutató területeket hozhatnak létre, de ezt nem sorolják a vulkanizmushoz), a nagyobb égitesteknél azok méretéből adódó kéregvastagságukkal és belső hőjükkel mutat kapcsolatot. Minél nagyobb és aktívabb és így vékonyabb szilárd kérgű egy égitest, annál kisebb becsapódás is elég ahhoz, hogy vulkanikusan aktív központot hozzon létre a felszínen. A mellékelt ábra az arányok szemléltetésére szolgál, a rajta feltüntetett értékek csak közelítőlegeseek.

NAGYOBB BECSAPÓDÁS UTÓHATÁSAI A FÖLDÖN

Az alábbiakban a becsapódás utóhatásait a Föld, azaz egy légkörrel és étellel rendelkező bolygó példáján tárgyaljuk. Az itt bemutatott forgatókönyvek modellszámításokon alapszanak, mert a földfelszín ért becsapódásról nincsenek tapasztalati adataink, a földtani rétegek pedig nagyon korlátozottan (gyenge időbeli felbontással) adnak információt ilyen rövid ideig tartó eseményekről.

Az itt ismertetett eseményláncot a kréta és a harmadidőszak határán (K/T határ) Földre csapódott kb. 10 km átmérőjű test becsapódásának modelljei eredményezték.

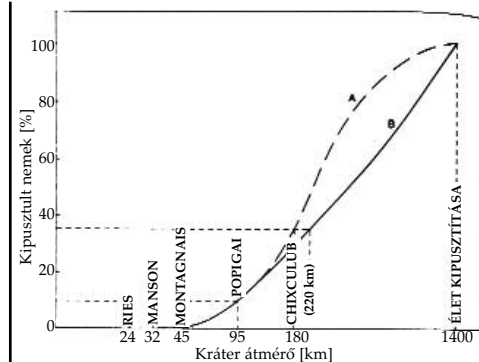
E modellek alapján arra a következtetésre juthatunk, hogy a becsapódás elsődleges, a kráter és közvetlen környezetében kifejtett hatásai mellett a másodlagos hatásoknak jóval nagyobb befolyása lehet az élővilágra.

A becsapódás közvetlen hatására a felszabaduló hő és a lökéshullám minden felszínen található anyagot

elpárolgat. Törmelék dobódik ki a kráterből a környezetbe.

Közvetett hatásai tüzek, földrengések, szökőárok, a légköri folyamatok megváltozása, másodlagos becsapódások, amelyek további krátereket hoznak létre.

Tüzek Nagy becsapódás esetén az izzó törmelék akár az egész bolygó területére is eljuthat, s tüzeket hozhat létre. A visszahulló törmelék nem feltétlenül éri el a felszínt – még a légkörben felrobban és lökéshulláma és a hő révén pusztít a felszínen (Toon, Zahn 1996). A részben megolvadt törmelék - több ezer km távolságra is eljuthat. A Jupiterbe csapódó Shoemaker-Levy 9 üstökös Jupiter légkörében látható lökéshullámfrontját a Földre vetítve az üstökös egyetlen darabjának lökéshulláma is elérte volna a Föld egy féltékének minden pontját (192. ábra). Jones és Lim (2000) vizsgálatai a K/T határon azt mutatták, hogy az ott talált elszenesedett maradványok valószínűleg hónapokkal a növények elpusztulása után égtek el. A kutatók a elmúlt évszázadok meteorit hullásaihoz köthető erdőtüzekről kerestek írásos feljegyzéseket, de nem találták bizonyítékát ilyennek, még a Tunguz-esemény esetén sem – igaz, itt kráter nem keletkezett (és június végén történt, talán még nem elég „száraz” periódusban). Ezek nem



380. Krátermagyság és becsapódás által kipusztított nemek közelítő %-a (modell) (McGhee 1996, p.182)

bizonyító erejűek, hiszen jóval kisebb nagyságrendű események.

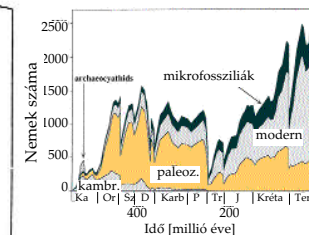
A modell szerint a felszín hőmérséklete elérhette a 400 °C-ot, a légkörben pedig 700 °C hőmérséklet is kialakulhat. Ez az energia kb. 4 nap alatt oszolhat el a Földön. A globális tüzek ilyenkor a teljes biomasza nagy részét elemészthetik és mérgező gázokat hozhatnak létre (McGhee 1996 p. 162). A visszahulló törmelékek maguk is kelthetnek tüzeket, de a légkörbe került (elgőzölgő) víz kicsapódása (esők) ezt hamar el is olthatják (Kring et al, 2005).

Földrengések, szökőárok Lásd: víz alatt képződött kráter és utóhatásai, 11. oldal

Szelek A szelek elérhetik a 255 m/s-t (közel hangsebesség).

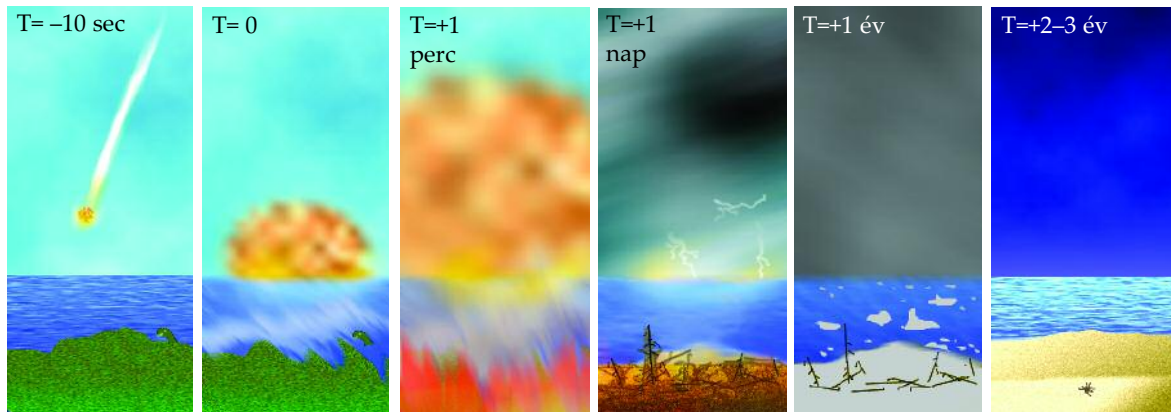
Másodlagos kráterek A nagyobb darabok egy ideig Föld körüli pályára kerülhetnek majd visszahullhatnak. A képződő olvadékcseppek (tektitek) vagy a kilökés hatására vagy a felemelkedő forró levegővel együtt a magasba kerülnek, és visszahullva nagy területű szórásmezőket alkotnak, amit a tektitmezők léte is igazol. A Chicxulub-becsapódás kidobta globális irídiumréteg igazolja, hogy a szelek az egész bolygón szétteríthetik a kráterből kidobott port.

Légköri hatások A rendkívüli hő hatására a légköri nitrogén és oxigén savakká alakulhat át (NO→NHO₃) ami a vénuszéhoz hasonló, de ez esetben a felszínt el is érő savas esőket okozhat (globálisan 4–5 pH, a kráter közelében 0–1 pH). Ez a tengerek felső rétegét oly savassá teheti, hogy feloldhatja a mészvázú lények házat is (Ward, Brownlee 2000 p. 158 McGhee 1996 p. 162), de a szárazföldeken lerakott tojások héját is megfagyíthatja.



381. A földtörténet során élt nemek száma a paleontológiai adatok alapján számítva (a „Sepkoski-görbe”)

379. A Chicxulub-becsapódás és utóhatásai (modell)



65 millió évvel ezelőtt egy 5–10 km átmérőjű kisbolygó vagy üstökös mag lépett be a Föld légkörébe. Hasonlóra kb. 100 millió évente kerülhet sor

A robbanás óriási mennyiségű kőzetet párologtatott el és dobott a légkörbe. Hatalmas kráter formálódott és szökőárok keletkeztek

A robbanás következtében szökőárok, orkán erejű szelek és tűzvészek pusztítottak, a kőzetekből kipárolgó anyag miatt savas esők hullottak

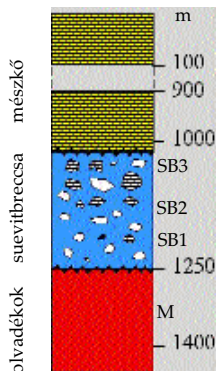
A légkörbe került por nem engedte át a Nap fényét, ezért állandó sötétségbe és folyamatos fagyba burkolózott a Föld (Kereszturi 2004)

A sötétben a növények nem tudtak fotoszintetizálni, az állatok jelentős része a vízben és a szárazföldön is elpusztult

Az ózonréteg elvékonyodott. Amint a por kihullott a légkörből, az ultraibolya sugárzás felerősödött. A megüresedett élőhelyeket új élőlények foglalták el



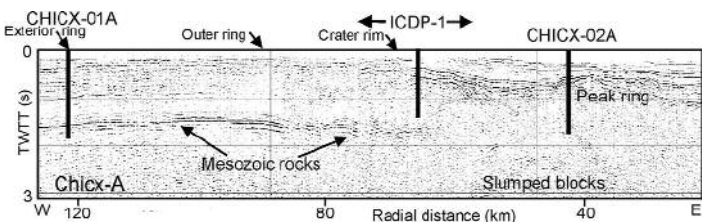
382-383. Fent: a Mt. St. Helens kitörésekor (1980) elpusztult fa oldalában 24 év után is látható a lökéshullámmal nyomuló torlóár hamuja, amely hozzávágódott a fához. Lenn: a fák kérgében sajátos „képlékenyen gyűrt” hullámos mintázat jött létre. (Fotó: Hargitai 2004). A Tunguz-eseményt átélte fákat a beágyazott törmelék szemcsék miatt vizsgálták.



384. A Chicxulub-kráter rétegsora mutatja, hogy ma 1000 m mélyre fedti a krátert.

A Chicxulub-kráter megmaradt kráterkitöltő breccsájának a fúrásai (UNAM-5), 112 km-re a kráter központjától M: olvadékok; SB: (suevitbreccsa) klasztikus, olvadt és sokk-metamorfizált kőzetek elegye. SB1: kisebb törmelék, SB2: nagyobb törmelék SB3: olvadékgazdagabb, kisebb szilikáttörmelék.

385. A Chicxulub-kráter felszín alatti keresztmetszete feltárja a központi csúcs gyűrűs



Ezt az elméleti forgatókönyvet az eseményekről számos kutató túlzónak és nem kellőképp alátámasztottnak találja.

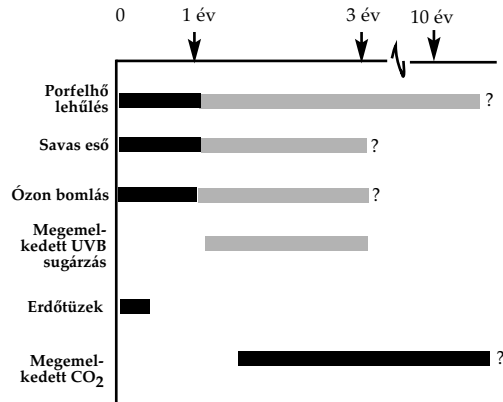
A légkörbe került apróbb törmelék por/hamu formájában a zonális szelek szárnyán terülhet szét az egész Földön. A felszabaduló energia kontinens méretű (10 km magasságú, 4000 km szélességű) területen felfűtheti a légkört, mind a becsapódás, mind az azzal átellenes ellenlábás (antipodális) terület fölött. A becsapódás helyétől a minden irányban elinduló forró szelek a bolygó túoldalán „ütköznek”, ami ott kompressziós fűtést okoz.

A becsapódás helyén a szél a tengeri sót, a talajt, (port), a tüzek hamuját és kormát (fallout) átfújhatja a troposzférra határára is, fel a sztratoszférába.

A becsapódó test anyagából származó törmelék szélben szálló porfrakciója, az elpárolgott kőzet anyaga, a hamu és a korom széterjedhet az egész Földön. A por képes lehet a napfényt teljesen elnyelésére ill. visszaverésére, mint ezt a Marson lejátszódó porviharok megfigyelése is bizonyítja.

A légkörbe került nagy mennyiségű por megzavarhatja a légköri cirkulációt és vele a csapadékhullás rendjét. A sötét albedójú por elnyeli a napfényt, így a légkör porgazdag rétegei felmelegsznek.

Impakt tél A felszínre érő napsugárzás nélkül a hőmérséklet a felszínen igen hamar lecsökkenhet, és a fotoszintézis lehetetlenné válhat. Ezzel az idáig „megkímélt” tengeri élővilág táplálékláncja is megszakadhat, így összeomolhat. Egy atomháború hasonló hatásai miatt a jelenséget nukleáris télnek („atomtél”) is nevezik. Magára a jelenségre először a Mariner-9 Mars-megfigyelésekor gondolt Carl Sagan, amikor a képeken látta a porviharba burkolódzó Marsot. Modellezték egy földi vulkánkitörésből származó por hatását (Pollack 1976), majd ennek tapasztalatai nyomán egy atombomba által levegőbe szórt por hatását is. Ekkor született az atomtél kifejezés. A becsapódásokra vonatkoztatva hasonló eredményekre juthatunk. A „becsapódási (impakt) tél” (globális és folyamatos, nappali-éjszakai) sötétsége néhány hónapig tarthat (hivatkozások: McGhee 1996 p. 163). A kontinenseken a hőmérséklet akár több évig is fagypontra maradhat. (A 4 milliárd évvel ezelőtti nagy bombázás időszakában a sok nagy becsapódás hasonlóan sötét „atomtél” körülményeket teremthetett több égitesten.)



386. Becsapódás utóhatásai Cockell, Blaustein (2002) alapján

Ultraibolya tavasz A több hónapos (esetleg éves) globális atomtél után, mikorra a légköri por kiülepedett, következik az „ultraibolya tavasz”, amikor a napsugárzás ismét lejut a felszínre. Eddigre azonban az intenzív hő és a nitrogén-oxidok hatására az ózonpajzs részben elbomlott (O’Keefe, Ahrens 1982), nem védi meg az amúgy is napfénytől elszokott élőlényeket a sejtekre, DNS-re káros UVB (280–315 nm) sugárzástól. Az ózonpajzs már az „impakt tél” alatt is hiányozhat, de akkor a légköri por nem engedi le a napsugárzást a felszínre (Cockell, Blaustein 2000).

A felszabaduló kén egyes elméletek szerint kéndioxidként a légkörben kén-savvá alakulna (ultraibolya sugárzás hatására, víz jelenlétében), ami savas esők formájában tovább pusztítaná az élővilágot.

Az erős napfényben a becsapódás hatására elpárolgott s így felszabadult CO₂ és vízgőz üvegházhatása a számítások szerint 2–10°C-os erős felmelegedést okozhat (Pálffy, 2000), mely 50–100 évig tarthat (Toon, Zahnle 1996). Az ilyen üvegházhatás lassan gyengül, mert a légköri CO₂-t megkötni képes élő biomassza nagy része elpusztult. Másrészt a növények épp növekedésük idején kötnék le sok CO₂-t. Az élővilág a megfigyelések szerint eltérő szélességeken eltérően reagálhatott: a legnagyobb kihalás a trópusokon történt, ahol az élőlények kisebb tűrőképességűek, mint a magasabb szélességeken, ahol a környezeti tényezők szélesebb spektrumú változásaihoz vannak hozzáedzve.

Gyűrű Egy 0–10° földrajzi szélességet érő óriási becsapódás jóval több törmelékot juttatna Föld körüli pályára, amelyek hatására akár egy időszakos gyűrű is kialakulhatna a Föld körül. Ez kitolná a becsapódás hatását akár több millió évre is, ameddigre a gyűrű darabjai is visszahullanak a felszínre (hivatkozások:

McGhee 1996 p. 165).

A fent tárgyalt utóhatásokat különböző modellek különböző időtartamúnak és erősségűnek mutatják. Egyes kutatók szerint például a CO₂ miatti felmelegedés elhanyagolható mértékű. Az elméleti modellek előrejelzéseit tapasztalat nem támasztja alá, a földtani bizonyítékokkal pedig ilyen kis időtávú változásokat nehéz vagy lehetetlen egyértelműen kimutatni.

Izotópvizsgálat földi környezetben. Az üledék ¹²C és ¹³C izotóp aránya információt ad az óceánok egykori állapotáról: az élőlények a ¹²C-t építik szervezetükbe fotoszintéziskor, ezért az óceáni környezet a „maradékban”, a ¹³C-ben feldúsul. A szerves anyag bomlásával a ¹²C visszakerül a környezetbe. Ha nem bomlanak el, hanem pl. (üledékben) elraktározódnak, akkor kb. állandó ¹²C/¹³C arányt tartanak fenn. A két izotóp arányát a δ¹³C indexszámmal jelzik. Ha ez pozitív, a ¹³C van többségben (a ¹²C-t kivonják az élőlények), ha negatív, az az élőlények bomlására utal.

A mai óceánok felszíni δ¹³C értéke +2, mélye kb. 0 értékű. A fitoplankton hiányát jelzi a δ¹³C 0 értéke, negatív értéke pedig a fitoplankton baktériumok általi elbontását jelzi. Mindez egy becsapódás kiváltotta globális katasztrófa is utalhat (Hsu 1985). (Ez az állapot a „Strangelove Ocean”, mely nevét Stanley Kubrick atomháborús filmjének tudósáról kapta.)

A globális lehülést a ¹⁶O és ¹⁸O arányát jelző δ¹⁸O index jelzi. A mészvány építéskor a könnyebb ¹⁶O-ot használják az élőlények, így a környezet ¹⁸O-ban feldúsul. Hasonlóan, a jég képződésekor a H₂¹⁶O-ból könnyebben képződik jég. A pozitív δ¹⁸O érték hidegre, a negatív δ¹⁸O melege utal. Így egy becsapódás után bekövetkező lehülés megállapítható.

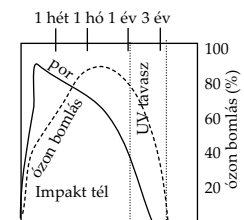
Kihalás Kérdés, hogy a becsapódások önmagukban vagy csak más folyamatokkal együttesen képesek-e kihalást okozni, illetve hogy önállóan mekkora becsapódás szükséges egy kihalás esemény kiváltásához. A negyedidőszaki kráterek (pl. a legnagyobbak: Popigai, Chesapeake 36, 35 millió éve) és a negyedidőszaki emlősök kihalásának vizsgálata nem mutatott összefüggést (Alroy 2003). Az egyes élőlények tulajdonságai és földrajzi elterjedtsége mellett sokak szerint a véletlenek, a szerencsének is jelentős szerepe lehetett abban, hogy az adott faj kipusztul-e vagy fennmarad. A becsapódás után néhány évig a megüresedett ökológiai fülkéket csak a korábbinál kevesebb növény- és állatfaj népesíti be, az azt megelőző diverzitás pedig csak évmilliók múlva áll vissza (lásd: Sepkoski-görbe 381. ábra).



387-388. A Mt. St. Helens 1980-as kitöréséből származó vulkáni hamufelhő és megjelenése a felszínen (Fotók (c) Douglas Miller)



389. A St. Helens kitörésben keletkező vulkáni hamu 0,001–2 mm méretű szemcsékből áll. Hasonló hamu keletkezhet becsapódáskor is. A hamu először kitörési felhő és torlóárat alkot, finomszemcsés részét a szél távolra fújja, és ez csak lassan ülepszik ki a légkörből (Volcanic Ash Fall).



390. Az impakt tél és ultraibolya tavasz összefüggése (modellszámítás). Az ózonpajzs bomlása hamar elkezdődik, de a káros UVB sugárzás a felszínre csak akkor jut le, ha a felszínre jutását meggátoló por már kiülepedett (Cockell, Blaustein 2000; Pálffy 2000).

KISEBB KRÁTER MINT ÉLŐ- VAGY LELŐHELY

Becsapódás közvetlen környezetének biológiai hatásai és a kráterek hasznosítása

A KRÁTEREK MINT ÖKOLÓGIAI FÜLKÉK (ÉLŐHELYEK)

Miközben a meteorikus testek becsapódása katasztrofális hatással jár a becsapódás helyén és környezetében élt élőlényekre, a kráter a későbbiekben sajátos fejlődési vonalú élőhelyként szolgálhat. Cockell és Lee (2002) három fázist különítenek el a kráter élőhelyként szolgáló időszakában:

0. Becsapódás és sterilizálás

A becsapódás helyének sterilizálása. A korai Föld időszakában a sok nagy méretű becsapódás akár többször is sterilizálhatta a Földet.

1. A termális anomália fázisa

A becsapódás keltette termális anomália határozza meg az élőhely jellemzőit ebben a fázisban. Jellemző a hidrotermális aktivitás. Elsősorban mikrobális élet fordul elő (algák, baktériumok). Ezt az állapotot impakt oázisnak is nevezik, mivel a hő különleges, az élet számára is kedvező körülményeket teremthet egy amúgy ellenségesen hideg környezetben (O'Brien et al. 2005). A hidrotermális aktivitás megszűntével az élőhelyet más élőlények népesítik be (pl. a Haughton-kráternél megfigyelt változások).

2. A szukcesszió és klimax fázisa

Földi környezetben éghajlattól függően általában hamar létrejöhet egy krátertő (*intracrater lake*), melynek vízi környezete lassan betelepül. Egy ilyen környezetet „intrakrater oázisnak” is nevezhetünk. A krátertőben lévő élőlények közül sok endemikus (bennszülött) azaz csak az adott élőhelyen fordul elő. A New Quebec-kráter tavának vizsgálata azt mutatja, hogy többségük eredetileg szél útján érte el új élőhelyét.

A Földön eddig kráterben csak tavi környezetben találtak endemikus fajokat, szárazföldi kráterben nem. Tóval feltöltött kráterben szárazföldi endemikus fajok valószínűleg inkább egy nagyobb méretű, „friss” központi csúcsnál fordulhatnak elő de ilyen a Földön jelenleg nem található. Később a tó kiszáradhat, és a tavi üledékes és kráterperemi szárazföldi környezete újratelepülhet más élőlényekkel.

Ha nem alakul ki krátertő, a mélyedés miatt akkor is nedvesebb környezet alakulhat ki.

Példák tavi környezetre: New Quebec, Kanada; Brent-kráter; Kanada, Ny-Clearwater, Kanda; stb.

Ha a kráter olyan éghajlaton jön létre, ahol erőteljes a párolgás, belsejében sósvízi környezet jöhet létre (akár 10–40% sótartalommal, pl. Tswaing, Dél-Afrika).

3. Az ökológiai asszimiláció fázisa

A harmadik fázisban a kráter geológiailag lepusztul, és a betelepülő élőlények révén nem lesz megkülönböztethető környezetétől.

ÉLET ÁTVITELE METEORITOKBAN

Alitopánspermia elmélet szerint a becsapódáskor kirobbant anyag darabjai a szökési sebesség elérése esetén elhagyhatják az égitestet, és más égitesten landolhatnak; így élőlények – akár pl. a kőzet porusaiban élő extremofil endolit mikrobák – is átjuthatnak egyik bolygóról a másikra. Ideális esetben nem kizárt, hogy a kirepülést, űrbeli utazást, majd a becsapódást is túléljék. Ilyen meteoritek el is hagyhatják a Naprendszer (ill. más Naprendszerből is érkehetnek), ha egy elég nagy égitest gravitációs tere hatására felgyorsulnak (ezek a mi esetünkben: Jupiter, Szaturnusz) (Melosh 2002).

EMBERI AKTIVITÁS KRÁTEREKBE

Sólelőhely A Tswaing (=Pretoria Saltpan, Dél-Afrika) kráter belsejében kőkorszaki (150–30 ezer éves) kőszekőket találtak. A krátert talán sólelőhelyként hasznosították. (Az utóbbi 200 ezer év éghajlatának lenyomatát is őrzi a krátertő üledéke.)

Mezőgazdasági hasznosítás A kráter medencéjének és az ottani paleolakusztin (tavi) üledékek kedvező vízgazdálkodása miatt gyakran mezőgazdasági tevékenységet folytatnak benne, pl. Ries (Németország) Bigach (Kazahsztán) Lappajärvi (Finnország).

Víztározás A 15 m átmérőjű Haviland krátert (Kansas, USA) korábban itatóként használták a háziállatok számára. Víztározónak használt kráterek: Bosumtwi (Ghana), Lonar-tó (India), míg a Manicouagan (Kanada) sáncának helyén lévő mesterséges tórendszerre vízierőmű-hálózat épült.

Építészet A Ries kráterben felépült Nördlingen városának sok épületét, köztük a templomát is könnyen faragható impakt (suevit-) breccsából építették. Hasonlóképp impakt breccsából készült kővekből építkeztek a franciaországi Rochechouart-kráter gazdasági épületei esetében.

A kráterek sík aljzata is szolgálhat kedvező környezetként, ha a körülötte lévő terület egyébként kevésbé alkalmas megtelepülésre. A Middlesboro-

kráter hegyes területen ad sík felületet Middlesboro városának.

A finnországi Lappajärvi sáncán síliftert üzemeltetnek, a város a krátert turistalátványosságként hasznosítja.

A Des Plaines-i 8 km átmérőjű becsapódásos szerkezetben található az O'Hare repülőtér (a becsapódásos eredetet a reptér építéskor tárták fel).

Bányászat A becsapódás következtében megbolygatott korábbi felszín átrendeződött kőzettömegei vonzhatják a bányászatot is. A Glover Bluff-kráterben (USA) ordoviciumi dolomitot fejtenek, a Sudbury-medence (Kanada) nikkell- és rézérc lelőhelye. Ezek a Föld legnagyobb nikkell- és réz-szulfid telepei. A dél-afrikai Vredefort szerkezet peremei a világ legnagyobb aranykészletét őrzik, melyek valószínűleg a kráterben folyó hidrotermális aktivitás révén halmozódtak fel. Az orosz Popigai-kráterben gyémántot találtak.

Földgáz is felhalmozódhat a becsapódáskor megbolygatott szerkezetekben. A kanadai Holleford-kráterben egy fúrás során robbanásszerűen szabadult ki a gáz.

Sokszor a krátertő üledékei adják a felhasználható nyersanyagot: olajpala (Boltis, Ukrajna), zeolit (Doulon, Kína), diatomit (Ragozinka, Oroszország) stb. (Reimold 1995b).

Egyéb felhasználás A texasi Odessa kráter medencéjét a helyi önkormányzat személtlerakóként hasznosítja. A Tswaing kráterben felhalmozódó sót ma is hasznosítják. (Valamennyi földi példa: Cockell és Lee, 2002, hivatkozások itt).

Jövőbeli tervek Már léteznek tervek kráterek hasznosítására más égitesteken, pl. a Holden óriási rádiótváscsövek antennáinak befogadjaként. Emellett lehetséges, hogy a Hold sarki krátereiben a regolithba keveredve kiaknázható vízjég készlet található.

391. Sókiválások a 870 m átmérőjű Wolfe Creek kráterben (Ausztrália)

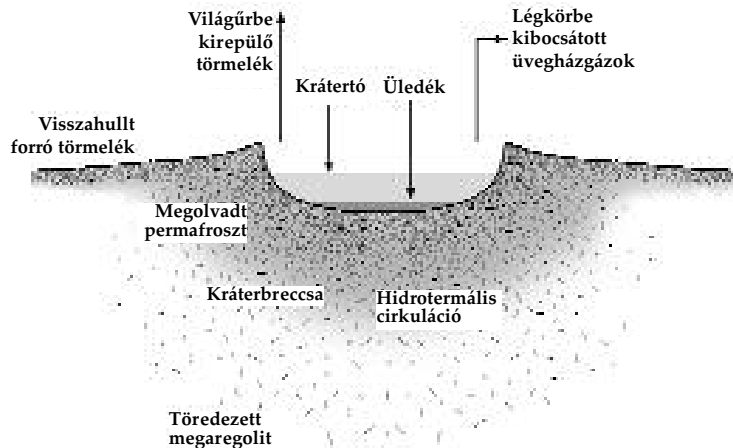


A KRÁTEREK ÉS AZ ASZTROBIOLÓGIA

A kráterek és a becsapódásokhoz kapcsolódó folyamatok fontos szerepet játszanak az asztrobiológiai kutatásokban. Mindez leglátványosabb a Mars esetében, ezért ennek példáján mutatjuk be az összefüggéseket. Itt a becsapódásokhoz kapcsolódó alábbi folyamatok fontosak az asztrobiológiai kutatások szempontjából:

– **Kőzettöredezés:** a kráter fenekén keletkezett breccsalencse darabjai és a visszahullott anyag törmeléktagarójában lévő töredékek megnövekedett felülete a kémiai reakciók kiváltásában, a létrehozott repedések a hidrotermális cirkuláció kialakulásában segítenek. Emellett itt, valamint a nagy mélységben (*megabreccsa zóna*) a felszín alatti pórustér fogat megnövelése nem csak a víznek ad tározó helyet, hanem élethelyet is biztosíthat az esetleg itt létező extremofil élőlényeknek.

– **Felszín alatti rétegek kihantolása:** a becsapódás révén a felszín alatt több 100 méter, esetleg több kilométer mélyen lévő rétegek is a felszínre bukkannak. Utóbbiak vizsgálata a mélységi körülményekre utalhat, ahol akár extremofil élőlények is előfordulhatnak / előfordulhatnak.



392. A kráterekhez kapcsolódó asztrobiológiailag fontos jellemzők és folyamatok összefoglalása a Mars példáján

– **Jég olvasztása:** a becsapódás hője a felszín alatti permafroszt egy részét megolvasztja, a felforrósodott kőzetek pedig sokáig (10 km-es krátereknél száz-ezer, 100 km-es krátereknél százezer–millió évig) folyékony állapotban tarthatják a vizet a kráterben és a felszíne alatt (a felszíni hőmérséklettől függően különböző vastagságú jégkéreg is keletkezhet). Ugyanilyen hatást válthat ki a **visszahulló forró törmelék** is, ami nagy területen megolvaszthatja a felszíni fagyott regolitot, kémiai reakciókat kiváltva vagy átmeneti folyókat és tavakat létrehozva.

– **Éghajlatváltozás:** egy nagy becsapódás a légkörbe juttatott üvegházgázok és a fényvisszaverő por révén összetett módon befolyásolja az éghajlatot és ezen keresztül az életfeltételeket (lásd a *Becsapódások és bolygófejlődés* című fejezetet, 58. oldal).

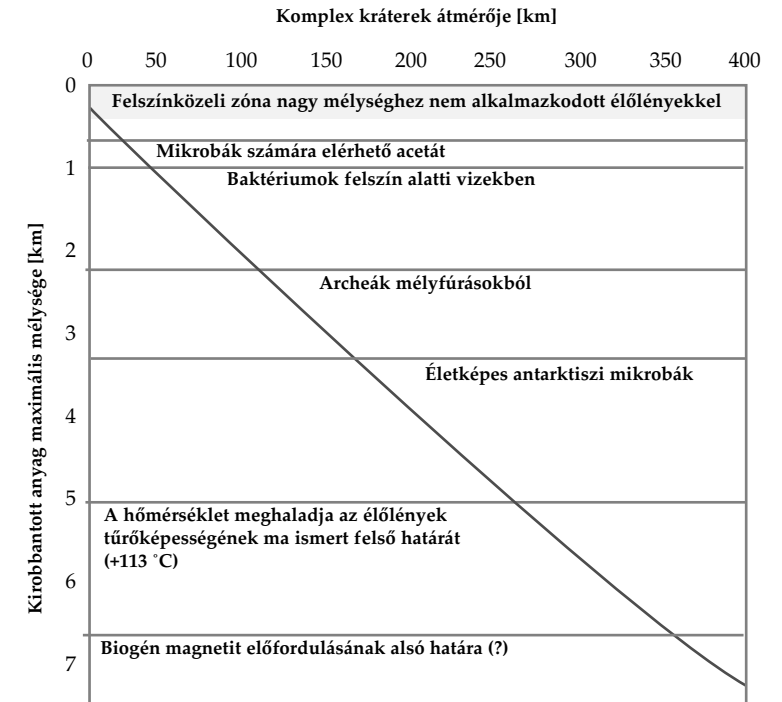
– **Hidrotermális cirkuláció:** a becsapódás során összetört és felforrósodott kőzetek repedéseiben forró víz illetve vízgőz áramlik, erősen átalakítva a környezetet.

– **Katalizált kémiai reakciók:** a kráterekben lévő impakt breccsa és a töredezett kőzetfelületek a meleg és vizes hidrotermális környezettel együtt változatos kémiai reakciókat tesznek lehetővé.

– **Üledécsapda:** a kráter belsejében mint üledécsapdában felhalmozódó anyagok a régmúlt rekonstruálásában segítenek, a felszíni mállással képződő molekulák és ásványok feloldulásának helyszíneként pedig a környezettől kémiailag elütő területet alkothatnak.

– **Krátertó képződés:** a becsapódás nyomán megolvadt jég tartalmú permafrosztból a kiolvadt víz a kráterben halmozódhat fel, illetve később a felszín alatti repedéseken keresztül további víz érkezik a mélyedésbe vagy szivároghat el onnan. Az így keletkező tó tetején képződő jégkéreg sok ezer, tízezer évig megvédheti a párolgástól és a megfagyástól az alatta lévő vizet.

– **Esetleges élőlények „kilövése”:** ideális esetben a krátert létrehozó becsapódáskor a felszíni rétegekből úgy repülhetnek ki kődarabok az űrbe, hogy nem mennek keresztül erős sokkhatáson, és nem melegszenek fel magas hőmérsékletre. A kísérletek szerint egyes extremofil élőlények egy ilyen esemény és az ezt követő űrbeli tartózkodás után is életképesek maradhatnak.

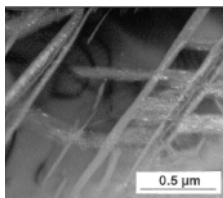


393. A különböző átmérőjű kráterek (vízszintes tengely) által a felszínre juttatott anyagok maximális mélysége (függőleges tengely) a Mars esetében (jobbra lefelé haladó ferde vonal). Az ábra belső területén a Földön néhány jellemző élőlény és életnyom előfordulásának e sorok írásakor ismert maximális mélysége látható. Utóbbiak esetleges marsbéli megfelelői az ottani kisebb geotermikus gradiens miatt arányosan mélyebben húzódnak (Cockell 2002 nyomán).

A Marson kívül más égitesteknél is fontosak a becsapódások, a fenti lista egy-egy elemének révén. A Földön a jég megolvasztása csak speciális esetben jelentkezik, de ettől eltekintve az összes, fent említett folyamattal számolhatunk. Az Európánál fontosak a becsapódások által szállított szerves anyagok, a becsapódástól a jégpáncélban sokkhatásra bekövetkező kémiai reakciók, és a jégkéreg egyensúlyi állapotának megbolygatása, amely felerősíti a jég és az alatta húzóóceán közti kölcsönhatást, anyagcserét.

PLANÁRIS MIKROSZERKEZETEK

Planáris (lemez) törések és planáris (lemez) deformációs jelenségek
Planar Fractures (PF), Planar Deformation Features (PDF)



399. Sokkolt kvarcsezeme TEM-fényképe. A lamellák vastagsága kb. 200 nm, azaz viszonylag vastag. Érdekes megfigyelni a lamellák központi magjában megjelenő világos foltokat. Ezek újrakristályosodott apró kristálycsírák, melyek a sokk utáni hőmérséklet folyamatos csökkenése során képződhettek (Langenhorst után)



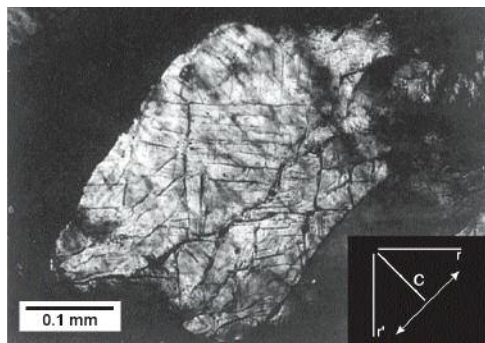
400. Földpát PDF-ek (mikroklin). A szemcse felső felében az eredeti ikrek megmaradtak, az alsó felében gyakorlatilag eltűntek vagy alig láthatók a földpát ikrei. A PDF-síkok ún. „ladder” (létrás) szerkezetként jelennek meg, két ikersík között azokkal hegyesszöget bezáró módon. 40x-es nagyítás, keresztetett nikolos kép. A kép szélessége 500 µm (Fotó: Nagy Szabolcs)

394. Kvarc klivázs (PF) a Coconino Homokkő Formációból az arizonai Meteor-kráterből (French 1998 után)

A meteoritbecsapódások alkalmával a kőzetek felépítő ásványokban különleges jelenségek alakulnak ki a becsapódás során generált lökés-hullám(ok) hatására. Kőzetmikroszkópos vizsgálattal két alaptípust lehet elkülöníteni: planáris töréseket (PF), és planáris deformációs jelenségeket (PDF).

A planáris (lemez) törések (PF) (394. ábra) nyitott repedések, melyek meghatározott kristálytani lapokkal párhuzamosak. Ezek a lapok alacsony Miller-indexszel jellemezhetőek, pl. (0001) és (1011). Egy-egy elhelyezkedési irányt szettnek nevezünk. A párhuzamos szettek egymástól való távolsága 20 µm vagy ennél nagyobb. Vannak esetek, amikor a planáris törések planáris deformációs lamellákat (vékony lemezeket) fognak közre. A jelenlegi elképzelések alapján a planáris törések a PDF-ek előtt keletkeznek. A PF-et megkülönböztethetjük a PDF-től mivel ez utóbbiak nem nyitott repedések a szemcse felületén. A PF-et mikrotöréseknek is nevezhetjük. PF-ek a becsapódásos eredetű kráterekben kívül kémiai és nukleáris robbantási kráterekben és sokk-kísérletek alkalmával is megfigyelhetők. A PF-ek hasonlóak továbbá a nem becsapódásos eredetű geológiai folyamatok során létrejövő repedésekhez, az ún. klivázsokhoz. A két különböző eredetű repedés között az orientáltság megléte vagy hiánya tesz különbséget (Stöffler 1993). A PF-ek egyedüli jelenségként nem fogadhatóak el mint a becsapódás indikátorai, csak ha mellettük más becsapódást jelző jelenségek is megfigyelhetők, pl. PDF-ek. A PF-ek és a klivázsok megjelenésükben hasonlóak, mivel mindkettő nyitott törés, repedés a szemcsében (394. ábra).

A planáris (lemez) deformációs jelenségek (PDF) (395. ábra) párhuzamos, több szettel jellemezhető

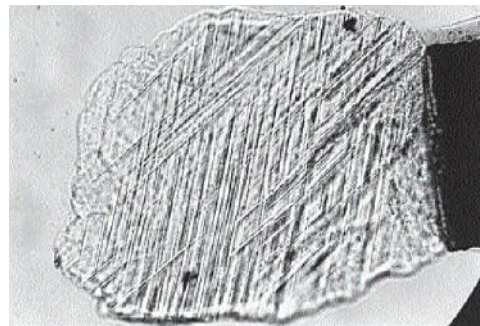


optikai diszkontinuitások, melyek néha optikai mikroszkópokban mint vékony lamellák figyelhetők meg, vagy mint dekorált síkok, melyek apró fluidumok láncfüzéréként láthatók.

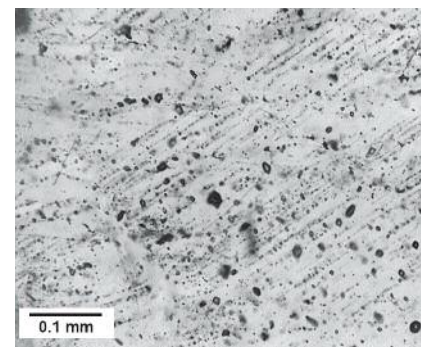
A PDF-ek anyaga amorf tulajdonságú. Képződésük után ún. relaxációs állapotban vannak, metastabilisak. Ezért idővel visszaalakulhatnak eredeti, rendezett állapotukba. Ha azonban a PDF-ek olyan környezetbe kerülnek, vagy olyan hatás éri őket, ahol a kőzet vizet vehet fel, akkor a fokozatos visszaalakulás során a víz-cseppek beépülhetnek a PDF síkjába. Esetenként a PDF amorf anyaga már teljesen hiányzik, de ezek a fluid cseppek kijelölik az eredeti sík irányát. Az ilyen PDF-eket hívjuk dekoráltaknak, mivel kis apró fluid zárványok jelzik az eredeti amorf sík irányát. (397. kép)

A PDF-ek a következő fix kristálytani orientációkkal párhuzamosak: (1013), (1012), (1011), (0001) és más ritkább orientációkkal (396. ábra). Az egyes szettek közötti távolság 2-10 µm közötti, a lamellák szélessége 2 µm-nél kisebb. Nagyon ritka, de lehetséges, hogy a PDF-ek gyengén hajlottak, nem teljesen párhuzamos lefutásúak. A PDF-szettek intenzitása a növekvő sokk-nyomással növekszik. Maximális kifejlődés esetén 18 különböző irányú szett figyelhető meg. A PDF-eket Engelhardt és Bertsch (1969) alapján a következő altípusokra oszthatjuk: 1. homogén lamellák, 2. kitöltött lamellák (lamellák finomszemcsés kristályokkal kitöltve), 3. dekorált planáris elemek (fluidumokkal dekorált lamellák). A három altípus közül az első és a harmadik a leggyakoribb a kőzetekben. Dekorált lamellák másodlagos folyamatok során képződhetnek, pl. ha valamilyen okból a homogén lamellák fölfűtődnek. Ilyenkor ugyanis visszaalakulhatnak eredeti kvarc szerkezetű, amely folyamat kedvez folyékony fázisok síkba való beépüléséhez.

A PDF-ek leggyakrabban kvarc- és földpátásványokban alakulnak ki, de megfigyeltek már cirkon-, rutil-, piroxén- vagy olivinszemcsékben is ilyen jelenségeket. A PDF-ek orientációja sokk barométer vizsgálatokban is használható: a PDF-ek különböző orientációi csak bizonyos nyomás intervallumban jelennek meg.



395. Kvarcsezemében megfigyelhető PDF-szettek, homogén lamellák, Colorado. A kép szélessége 0,2 mm (G. A. Izett után)



397. Dekorált PDF-ek a kanadai Sudbury szerkezetből. Az eredeti PDF-síkok fekete kereked fluidumok tarkítják (B.M. French 1998 után)



398. Kitöltött PDF-lemezek a Ries kráterből, Németország (Ries-kráter Múzeum, Nördlingen). A lemezek nagy nyomású stishovit szemcséket tartalmaznak, melyek csak nagy nagyításokon mutathatók ki, TEM-felbontásokon.

A PDF-ek sűrűsége, egymástól való távolságuk, szélességük, szettjeiknek száma függ az őket létrehozó nyomástól. A lemezek ezen adatainak meghatározásával meghatározható a nyomás tartománya. Fontos, hogy ezek az értékek nyomás intervallumok, és a vizsgált kis kiterjedésű mintára vonatkoznak, azaz lokális értékek, regionális becslésre nem használhatóak. Pl. az (1013) orientáció közepes erősségű sokk-nyomáson, míg az (1013)+(1012) orientáció erős sokk-nyomáson alakulnak ki.

A PDF-ek szerkezetének vizsgálataiban újdonság hogy a PDF-ek vastagsága változik a nyomás értékével. 25 GPa alatti nyomásnál a PDF-ek vastagsága 100 nm-nél kisebb, míg 25 GPa felett kb. 200 nm vastagságot érnek el. A PDF-ek amorf anyaga a vizsgálatok alapján tiszta szilika, olyan, mint az őket tartalmazó gazda szemcse. A vékony PDF-ek (100 nm-nél vékonyabbak) gyakran nem egyöntetűen amorfok. Komplex alszerkezetek figyelhetők meg. Magjukban kb. 20 nm vastagságú ún. központi lamella foglal helyet, melyet mindkét oldalról kristályos terület vesz körbe, majd ezután két amorf réteg következik. A központi lamella sem teljesen homogén, apró kristálykezdeményeik a sokk utáni hőmérséklet folyamatos csökkenése során képződhetnek (399. ábra).

Szimbólum	Miller index	Pólus-szög
c	*(0001)	0°
ω, ω'	*(1013), (0113)	23°
π, π'	*(1012), (0112)	32°
r, z	*(1011), (0111)	52°
m	(1010)	90°
ξ	(1122), (2112)	48°
s	(1121), (2111)	66°
a	(1120), (2110)	90°
t	*(2241), (4221)	77°
k	(4041), (0441)	79°
x	(5160), (6130)	90°
	(5161), (6511)	82°
—	(6151), (1561)	
—	(3141), (4311)	78°
—	(4131), (1341)	
—	(2131), (3211)	74°
—	(3121), (1231)	

396. A planáris mikroszerkezetek jellemző kristálytani orientációi és ezek szimbólumai (Stöffler és Langenhorst után 1994)

Miller index: Egy lap helyzetének térbeli meghatározása. Az index egyes számértékei azt jelölik, hogy egy adott kristálylap metsz-e a kristályon átmenő tengelykereszteket és megadja, hogy melyeket. Ott, ahol az indexben 0 van, az adott lap avval a tengellyel párhuzamos. A kvarcban a főtengelyhez viszonyítva a lapok helyzete háromféle lehet:

1. A lap merőleges a főtengelyre, párhuzamos a melléktengelyekkel, ez a bázislap (0001)
2. A lapok a főtengellyel párhuzamosak, negyedik indexük 0, ezek a prizma lapok.
3. A lapok szögben hajlanak a főtengelyhez, ezt véges távolságban metszik, negyedik indexük = 1 : ezek lehetnek piramis, dipiramis, romboéder, szkalenoéder, vagy trapezoéder lapok. A táblázatból tehát kiderül, hogy 1 bázislapal párhuzamos orientáció van, 5 prizmalap, a többi pedig a 3. csoportba tartozó lapok közül kerül ki.

Pólus-szög: egy adott kristálytani lap pólusa és a kvarc c-kristálytani tengelye közötti szög értékek fokban kifejezett értékei. A kvarc hosszúkás kristály, a hosszitengely mentén van, az ún. főtengely vagy kristálytani tengely. A táblázatnak ennek a része azt számszerűsíti, hogy a kristálytani tengely póluspontja és a kémert PDF-sík póluspontja között mekkora a távolság a sztereografikus projekción, mely szögtartó és távolságtartó vetület egyben.

Q

Quasi-Circular Depression → közel kerek mélyedés

QCD → Quasi-Circular Depression

R

radar-dark feature (parabola) → parabolasóva, parabolahalo
radiális árok 41(269)
radiális barázdas kráter 41
radially linedated ejecta crater → radiális barázdas kráter
„rágott” peremű tanúhegy 42
ray system → sugársáv
rayed crater → sugársáv
regolit 15, 16, 46, 48
relaxáldótt kráter 52, 53
release wave → dekompresziós lökéshullám
relict crater floor → kerekasztal kráter

repedezett aljátú kráter 33
residual shock effect → maradóndó közetelváltozás
rianásos kráter → repedezett aljátú kráter

rim → sánc

rim syncline → gyűrű alakú síkság
ring depression → gyűrű alakú síkság

ring mountain → gyűrűshegy
ring of mountains → központi gyűrűs medence
ritkaföldfémek 14
romkráter 54
romkráterek alkotta völgy 30
romkráterek láncolata 30
rommedence 54
Römer-típus 3
rubble-pile asteroid → kozmikus kőrákás kisbolygó
rugalmas visszapattnás 20

S

SAI → Sternberg Astronomical Institute
SAI index 4
sánc 10, 10(50), 19, 20, 26, 36
sánc hegység → sánc
sánc törmelék 36
sandblasting → mikrometeorit-bombázás
satellite crater → másodlagos kráter
saturation → telítettségí állapot
saucer-shaped relics → kerekasztal kráter
savas eső 60, 61(386)
scalloped walls → csipkézett fal
Schmidt-típus 3
secondary crater → másodlagos kráter
secondaries → másodlagos kráter
seismic wave → szeizmikus lökéshullám
selfterület 11
Sepkoski-görbe 60
shatter cone → nyomáskúp
shock facies → sokk fációs
shock wave → ősszenyomó lökéshullám
shock zoning → sokk fációs
sik aljátú kráter 22
síkság → sík aljátú kráter
simple crater → egyszerű kráter
single layer ejecta → egyrétegű törmelékterítő
SLE → single layer ejecta
softened crater → relaxáldótt kráter

softened terrain → lágy terület
sokk fációs 14
sokk metamorfózis 13, 14
sóléllóhely 62
spraydome → fröccsdóm
Sternberg Astronomical Institute 4
sötét halós kráter 47(313,314)
spike modell → késői kataklizma modell
splash form → súlyzó alakú tömb
stealth crater → megbújó kráter
sterilizálás 62
stishovit 16
Strangelove Ocean 61
strewnfield → szórásmező
structural uplift → központi kiemelkedés
suevit 20(121), 36
suevit breccsa 13(69), 14(76), 36
sugársáv 38, 44(293)
súlyzó alakú kisbolygó 29
súlyzó alakú tömb 14
submarine impact → vízalatti kráterképződés
suবাদás 44(293)
swirl → albedopamac

SZ

szabálytalan kráter 31
szabdalt perem 41
szakadozott törmelékterítő 36, 44(293)
szegmenshiányos törmelékterítő 39
szeizmikus lökéshullám 8, 9
szél 60
szeldelt perem → szabdalt perem
szerfula 14
szinkron becspodás 31
szirmos elvégződésű lebeny 39, 41
szíromlebenyes törmelékterítés kráter 42
szórásmező 15(85)
szökőár 11, 60
szukcesszió fázisa 62
szupernóva-robbanás 48

t

tachilit shard → üvegszilánk
tagolatlan lebenyterítő 40(264)
tagolt lebenyterítő 40(264), 41(266)
tanúhegy 51
tektit 2, 13, 15
telítettségí állapot 7
teljes széttrés 27
település 36(241)
TEM 64(399)
tengelyferdeség 28
tengelyforgás 28, 59
teraszgyűrűs kráter → peremi gyűrűs kráter
teraszos fal 21
termális anomália fázis 62
terminal bombardment → késői nagy bombázás időszak
terminal cataclysm → késői nagy bombázás időszak
terminológia 3
terraced walls → teraszos fal
tholin 48
tolztoji 5(27)
topográfiai medence 54
torlóár 10(50)
többgyűrűs medence → körkörös medence
többbrétegű törmelékterítő 40, 40(264), 41, 41(271)
tördelt lemezek eltolódása 13(71,72)
töredezett aljátú kráter →

repedezett aljátú kráter
törmelék mozgékonyaság 42
törmelékhalom kisbolygó 30, 37
törmeléktakaró → törmelékterítő
törmelékterítő 17, 19, 20(121), 36, 37
tranzienis cavity → tranzienis kráter
tranzienis kráter 9, 10, 19
trínitü 2(8,9)
Trinity atomrobbantás 2(4,5,6,7)
tsunami →unami
tűoldalon fókuszálódva 45
tűzek 60, 61(386)
two ring basin → peremi gyűrűs medence
Tycho-típus 3

U, ü

ultraibolya tavasz 61
unconsolidated impactoclastic debris → nem konszolidált becspodási törmelék
üledék 46
üledécsapda 63
üveg bomba 14
üvegházhatás 63
üvegszerfula 15(86,87)
üvegszilánk 14

V

V-alakba rendeződő másodlagos kráterek 44(294)
Valhalla-típusú töbgyűrűs medence 24, 26
Valhalla class multiring basin → Valhalla-típusú töbgyűrűs medence
vallisi 30
Venus Crater Database 4
világos halo 38
virágszíromterítés kráter 39, 42
visszahullt törmelék 13, 16(93)
vizközus relaxáció 53
vízalatti kráterképződés 11
vízcepp 11(51-56)
viztározás 62
vulkanizmus 59
vulkáni kráterek 2

W

wall → kráterfal
walled plain → sík aljátú kráter
Wilson-kondenzáció 12(60)

Z

zagyár 11
zeolit 62


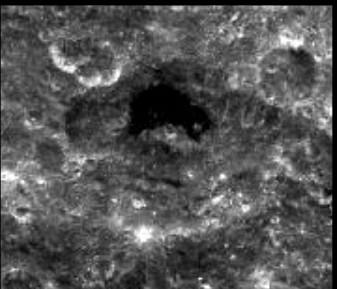
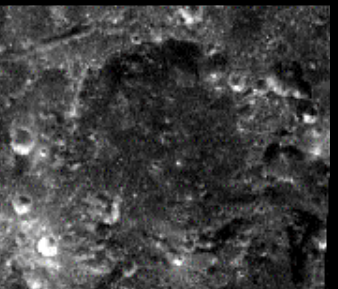
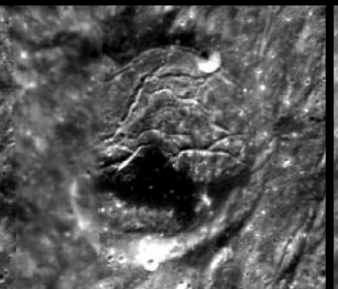
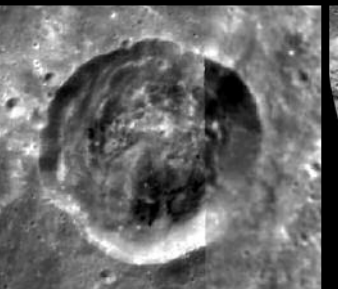

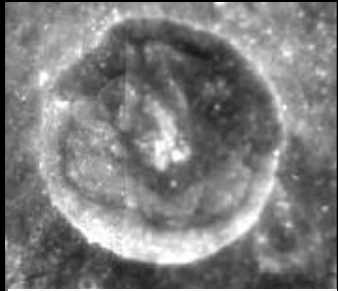
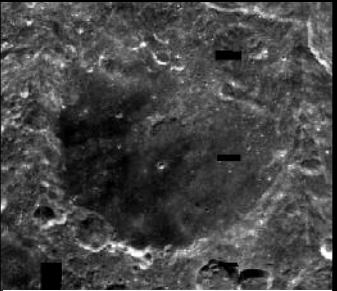
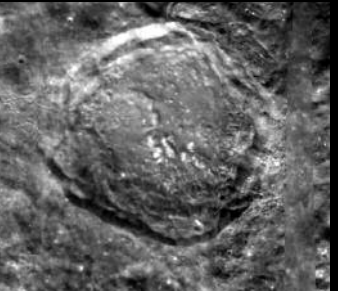


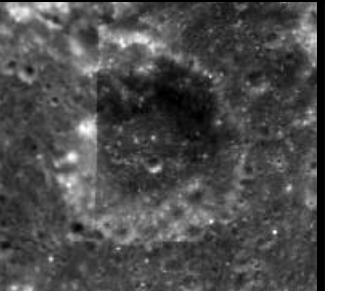
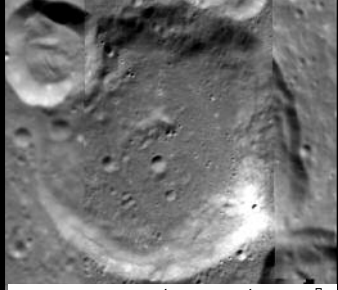
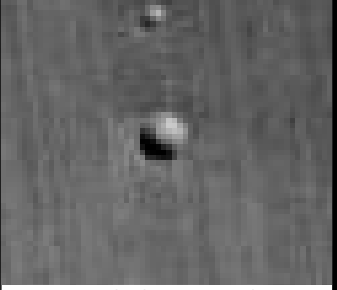

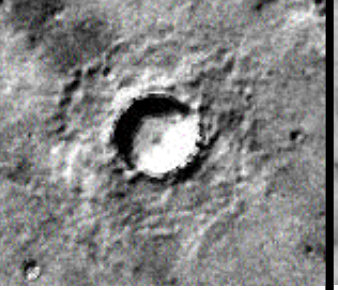
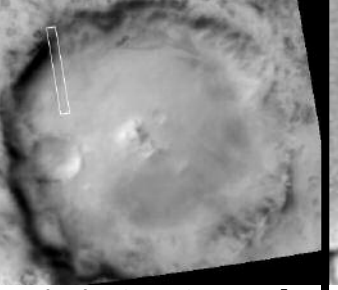




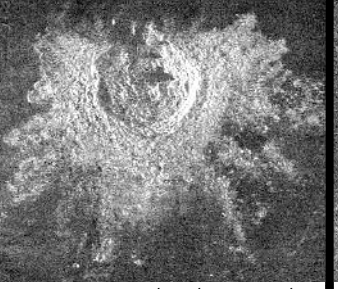
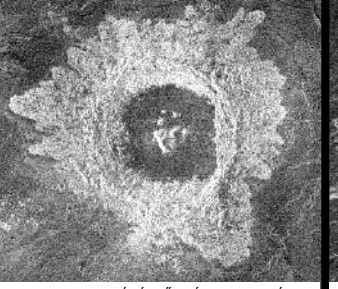

NÉVMUTATÓ

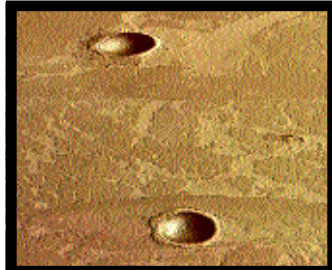
Abufeda 46(308)
Acraman sós krátertő 34
Addams 22(132)
Adivar 39(259d), 41(276), 42
Aeneász (könyv) 4
Aglanoice 56(366)
Ahmad Baba 23(145), 30(194)
Albrittov, Claude 2
Alcott 56(363)
Alphonsus 33(220)
Amalthea 19
Amundsén-Ganswindt-medence 54
Antiope 29(175)
Aorounga (hátlap)
Appeninek 37(249)
Arabian Nights (könyv) 4
Araguainha-dóm 57(369)
Aristarchus 37(250), 46
Argyre-medence 25(150), 59
Asgard 25
Aurelia 39(259f)
Australe-medence 54
Bach 23(137)
Balo Miklós 3
Barringer, Daniel M. 2
Barringer 2, 4, 6(34), 8(45), 17, 19, 34, 46(307), 57(370), (hátlap)
Barrymore 23(138)
Barton 23(140)
Basin near Schiller → Schiller-Zucchini-medence
Baillý-medence 6(34)
Beer (személy) 4
Bessel 22(132)
Big Backside Basin → Déli-sark-Aitken-medence
Bigach 62
Boltis 62
Boom, John 2
Borelly 28
Bosumtwmi 62, (hátlap)
B.P. struktúra (hátlap)
Braille 28(165)
Brent 62
Buto Fakula 25, 53(349)
Callanish (makula) 25, 44, 58(374,375)
Callisto Crater Database 4
Caloris-medence 25, 55, 55(361)
Caloris-medence ellemlébasa 45, 45(298)
Caloris mountains terrain → Nereidum Montes
Callisto 4, 52(344)
Carl Sagan 60
Castalia 28(164)
Catherina 47(310)
Cerberus lávasíkság 44
Charleriox 30(196)
Chesapeake 49, 61
Chicxulub 5(29), 11, 12(64), 23, 49, 60, 61(384, 385)
Cholnoky Jenő 2
Ciolkovszkij 5(29), 22(129b), 35(237b), hátlap
Circus Maximus 4, 26, 26(155)
Clearwater 23(141), 29(178), 62, (hátlap)
Cleopatra 56(365)
Cleopatra Patera → Cleopatra
Cohran 39(259c)
Compton 23(142), 47
Conamara Chaos 44(292)
Coon-hegydég 2
Copernicus 3(10-15), 3(20), 5(29), 6(34), 37(254), 38(253), 44(294), 47
Copernicus másodlagos kráterei 44
Cordillera-hegység 25
Crater Lake 34
Crooked 30(196)
Crysiúm-medence 6(34)
Cydonia-táblahegy 51
Davy kráterlanc 30(186)

Dawes 3(17), 22(133c)
Deep Impact 9(49)
Dione 4
Deimos 4
Déli-sark-Aitken-medence 27, 54, 54(353-354)
Des Plains 62
Dionysius 47
Dionphantus 46(308)
Doh 32(216)
Doulon 62
Elegant 2(10-15), 3
Eltatin 12, 12(63)
Enceladus 4, 52(342)
Eratosthenes 47, 47(3310)
Eros 19, 29, 37
Esök tengere 7(38)
Euler 44(293)
Europa 4, 63, 58
Fauth kráterpáros 29(173)
Flynn 30(196)
Forrest Ray Maulton 2
Fra Mauro Formáció 36
Fuka-Kertész 3
Gale 34
Galileo Galilei (személy) 2
Galileo palimpszeszt 25
Galileo-Mariusus régió 25
Ganymedes 4, 52(343)
Gaspra 37
Gassendi 33(219)
Gertrude 27
Gilgamesh 25, 26(151)
GiliĕkKobir 4
Gjupul catena 30
Glover Buff 62
Goolenius 33(220b)
Golubklna 56(368)
Gosses Bluff 47(311,312), (címlap)
Grimaldi (személy) 4
Groove Karl Gilbert 2
Guszev 29
Gweni Fada (hátlap)
Hammersley-medence 15
Har 32(215)
Harold Urey 2
Haughton 62
Houston 5(29)
Haviland 62, 62(57)
Hédervári Péter 2
Helens, Mt. St. 8(42, 43, 45), 43(289), 60, 61(387,388,389)
Hellas-medence 37
Hellespontus 37
Heloise 35(230)
Herschel 27, 27(161)
Hevelius (személy) 4, 4(25)
Hevelius Formáció 36
Hollefors 62
Hommel 54, 54(352)
Humboldt 33, 33(223)
Huynens 4
Hy → Vastitas Borealis
Hyperion (hátlap)
Ida 37
Ida-Dactyl 59
Io 4
Imbrium Antipódus 45
Imbrium-medence 47, 5(29), 6(34)
imbriumi kor 5(30)
Isabella 33
Ithaca chasma 27, 27(159)
Japetus 59
Kaluxa 30(196)
Kanadai pajzs 7(38)
Kárpátok-hegység, Hold 44(294)
Kara-Kul-krátertő 34, (hátlap)
Kasmenyszk 29
Kelet-Mariusus régió 25
Kepler 6(34)
Keushu 38(257)
Kilauaea 14, 15(81)
Kleopatra 28(167)

Koroljov 49(318)
Kuiper 38(256)
Langrenus (személy) 4, 4(24)
Langrenus 5(29)
Lappajotvi 62
Loki 34
Lonar-tő 62
Lópatkó-sziget 34(225)
Lowell 23(139), hátlap
Lunar Orbiter 3
Lybia Montes 37
Magelhaens 22(133d)
Maitner 26
Maja Valles 50
Manicouagan 5(29), 6(34), 50, 50(330,331,332,333), 62
Mare Imbrium 2
Mare Orientale 7(38)
Mariner-4 2
Mariner-10 2
Mare Igenii 45
Mare Mirginis 45
Markham 56(362)
Mars Crater Consortium 3
Mathilde 37
Maxwell-hegység 56
Mead 33, 56(367)
Meitner 33
Messier 18(104)
Messier A 18(107)
Memphis Facula 53(348)
Meteor-kráter → Barringer
Middeltesboro 62
Mimas 4, 27, 59
Miranda 4, 27, 59
Mistastin-tő 34(225)
Mócs 43
Mona Lisa 23(135)
Montagnais 11(58), 49
Montes Appenninus 37
Montes Carpatux 37
Montes Rook 37
Montes Rook Formáció 36
Morte d Arhur (könyv) 4
Muskingum 49(320)
Mutus-Vacq-medence 52
Nectarius-medence 24(147)
Neith 32(217)
Nereidum Montes 37
Nervo Formáció 36
New Quebec-kráter 34(227), 62
Niarnh 19(111)
Nicholson régió 25
Nicolaí 46(308)
Noachis-föld 52
Nördlingen 62
Nyugalom tengere 7(38)
Oasis-kráter 4, (hátlap)
Odessa-kráter 2, 62
Odüsszeia (könyv) 4
Odysseus-Ithaca együttes 27
Odysseus 27, 28(159,160), 45
Orientale-medence 5(29), 6, 24(146)
Orientale antipodus 45
ős-Föld 6(31-33), 27(163)
ős-Hold 5(30)
Peekskill 31(202), 43(290b)
Perrine régió 25
Phobos 4, 27, 46(304,305,306) (hátlap)
Planck-medence 54
Plaskett 47
Plato 3(21), 22(133b), 35(237), 47
Plútó-Charon 59
Poincare-medence 54
Poona 41(268)
Popigai 61, 62
Proctor, Richard 2
Proto-Earth → ős-Föld
Pulkova 29(77)
Pwylł 38, 44(292), 58, 58(377)
Rabbi Levi 46(308)
Ragozinka 62
Regiomontanus 47(310)

Reimond 62
Reiner Gamma 45, 45(302)
Rhea 27
Rhyanon 37(249)
Ries 16(94), 29, 34, 40, 62
Riccoli (személy) 4, 4(26)
Rima Hyginus 30
Rio Cuarto 18(97, 98, 99, 100)
Robert Híije 2
Rochechouart 62
Romer 3(18)
Rook-hegység 25
Roter Kamm (hátlap)
Saskia 21(125)
Schiaparelli 34(228)
Schiller-Zucchini-medence 54
Schordler Frigyes 3
Schmidt 3(16)
Schiller-C 44
Schródinger-medence 6(34), 23(138)
Schroter 2
Sedan atomrobbantás krátere 6(34)
Selenographia (térkép) 4
Serenitatis, Mare 24(148), 35(235)
Serpent Mount 2
Shoemaker (hátlap)
Shoemaker, Eugene (személy) 2
Shoemaker-Levy 9 30, 30(289,190,191), 60
Siljan 30(196)
Sikorsky-Ritthenhouse-medence 54
South-Pole-Aitken Basin → Déli-sark-Aitken-medence
Soutpan → Tswaing
Steinheim 29
Sterlitamak 57(371)
Stickney 27
Strindberg 23(145)
Sudbury 5(29), 62
Sunset-kráter 2
Szent Anna-tő 34
Szili 3
Talemzane (hátlap)
Talesien 58(376)
Teague → Shoemaker
Tegid 58(376)
Tempel-1 9(49), 28(168), 52(345,346)
Tenoumer (hátlap)
Terhi krátermező 31
Tethys 4, 27
Theia 27(163), 59
Thethys 45
Tin Bider (hátlap)
Titan 26, 39(259a)
Titania 27
Tirawa 27
Toutatis 28(165), 29(174,176)
Triton 4, 27
Tsiolkovsy → Ciolkovszkij
Tswaing 34, 34(229), 62, hátlap
Tunguz-esemény 6(34), 43(297, 288), 60
Tycho 3(19), 5(29), 22(129), 38(257), 47, 47(310), 58(377)
Tyre-makula 25, 44, 53, 53(350,351)
Valhalla 25, 26(156,157)
Vallis Rheita 30
Van de Graaf 45(298)
Vastitas Borealis 34
Vénusz 56, 7(38), 39
Vesta 27, 27(158)
Vihar (könyv) 4
Voroncov-Veljaminov 3
Wargentin 22(133a)
Vredefort-dóm 2
Vredefort 5(29), 62
Wegener 2
Wheatley 23(134)
Wild 2 28
Wolfe Creek 62
Zond 3
Zunil 38, 44

					
BÉKÉSY GYÖRGY FIZIKUS (1899-1972) HOLD 51,9°É 126,8°K ÁTM.: 96 KM (LO)	BOLYAI JÁNOS MATEMATIKUS (1802-1860) HOLD 33,6°D 125,9°K 135 KM (LO)	EÖTVÖS LORÁNT FIZIKUS (1848-1919). HOLD 35,5°D 133,8°K 99 KM (LO)	FÉNYI GYULA CSILLAGÁSZ (1845-1927). HOLD 44,9°D 105,1°NY ÁTM.: 38 KM (LO)	HELL MIKSA CSILLAGÁSZ (1720-1792). HOLD 32,4°D 7,8°NY 33 KM (LO)	HÉDERVÁRI PÉTER PLANETOLÓGUS (1931-1984). HOLD 81,8°D 84°K 69 KM (LO)
					
IZSÁK IMRE CSILLAGÁSZ (1929-1965). HOLD 23,3°D 117,1°K ÁTM.: 30 KM (LO)	VON KÁRMÁN TÓDOR MÉRNÖK (1881-1963). HOLD 44,8°D 175,9°K ÁTM.: 180 KM	NEUMANN JÁNOS MATEMATIKUS (1903-1957). HOLD 40,4°É 153,2°K ÁTM.: 78 KM (LO)	PETZVÁL JÓZSEF OPTIKUS (1807-1891). HOLD 62,7°D 110,4°NY 90 KM	SZILÁRD LEÓ FIZIKUS (1898-1964). HOLD 34,0°É 105,7°K 122 KM (LO)	WEINEK LÁSZLÓ SZLOVÁK-M. CSILLAGÁSZ (1848-1913). HOLD 27,5°D
					
ZACH FERENC XAVÉR CSILLAGÁSZ (1754-1832). HOLD 60,9°D 5,3°K ÁTM.: 70 KM (LO)	BAK , TELEPÜLÉSNEV, MARS, 18,3°É 256,3°NY ÁTMÉRŐ: 3,2 KM (MARS GLOBAL)	EGER , TELEPÜLÉSNEV, MARS 48°D 51,9°NY (ARGYRE) ÁTM.: 13 KM (MGS)	IGAL TELEPÜLÉSNEV, MARS, 20,3°D 249,2°NY, ÁTMÉRŐ: 8,6 KM (VIKING)	VON KÁRMÁN TÓDOR MÉRNÖK (1881-1963) MARS, 64,6°D 58,5°NY, 90 KM (MGS)	PAKS TELEPÜLÉSNEV, MARS, 7,7°D 42,1°NY ÁTMÉRŐ: 6,8 KM (VIKING)
					
BARTÓK BÉLA ZENESZERZŐ (1881-1945) MERKÚR, 29,6°D 134,6°NY, 112 KM (M10)	JÓKAI MÓR ÍRÓ (1825-1904). MERKÚR, 72,4°É 135,3°NY ÁTMÉRŐ: 112 KM (M10)	ERIKA (KERESZTNÉV), VÉNUSZ, 72,0°É 175,4°K ÁTMÉRŐ: 10,5 KM (MAGELLAN)	MARGIT (KERESZTNÉV), VÉNUSZ, 60,1°É 273,1°K ÁTMÉRŐ: 14 KM (MAGELLAN)	ORCZY (EMMA), ÍRÓNÓ, VÉNUSZ, 3,7°É 52,3°K ÁTMÉRŐ: 26,9 KM (MAGELLAN)	TÜNDE (KERESZTNÉV), VÉNUSZ, 76,8°É 193°K ÁTMÉRŐ: 18 KM (MAGELLAN)



KRÁTEREK 5°É, 150°K, KB. 5 MILLIÓ ÉVES, PORFEDTE JÉGTÁBLÁS FELSZÍNEN. (MARS EXPRESS HRSC)



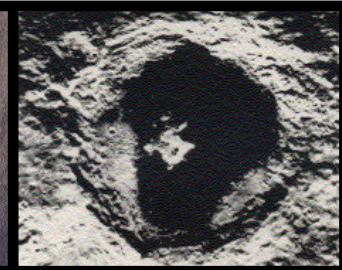
LEPKESZÁRNY-LEBENYES KRÁTER (12 KM, 5°D, 213°K) MEDUSAE FOSSAE (MARS EXPR. 174-291004-0917-6-CO-0)



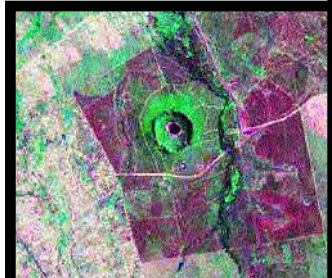
VÍZJÉG EGY MARS KRÁTER (35 KM, 70,5°É, 103°K) BELSEJÉBEN (MARS EXPRESS ESA 210-020705-1343-6)



LOWELL GYÜRÜS KRÁTER VÉKONY DÉRBORÍTÁSSAL, 201 KM, MARS (MGS 2000)



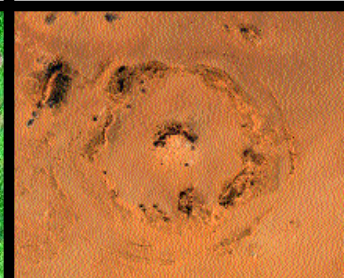
A RÉSZBEN LÁVAFEDTE CIOLKOVSKIJ KRÁTER (180 KM, A HOLD TULOLDALÁN) (LUNAR ORBITER-KÉP)



TSWAING (PRETORIA SALTPAN), DÉL-AFRIKA. 1,1 KM, 220 EZER ÉVES (HAMIS SZÍNES LANDSAT-KÉP)



BOSUMTWI, GHANA. 10,5 KM, 1 MILLIÓ ÉVES (HAMIS SZÍNES LANDSAT-KÉP)



B.P.-STRUKTÚRA, LÍBIA. 2 KM, >120 MILLIÓ ÉVES (QUICKBIRD-KÉP)



TEAGUE (SHOEMAKER), NY-AUSZTR. 28 KM, 1,685 MILLIÁRD ÉVES (ÜRREPÜLŐ-KÉP STS41D-42-039)



GWENI FADA, CSÁD. 14 KM, <350 MILLIÓ ÉVES (LANDSAT HAMIS SZÍNES KÉP)



NYUGAT-CLEARWATER, KANADA, QUÉBEC. 36 KM, 290 MILLIÓ ÉVES (HAMIS SZÍNES LANDSAT-KÉP)



OASIS-STRUKTÚRA, LÍBIA. 11,5 KM, KB. 100 MILLIÓ ÉVES (LANDSAT HAMIS SZÍNES KÉP)



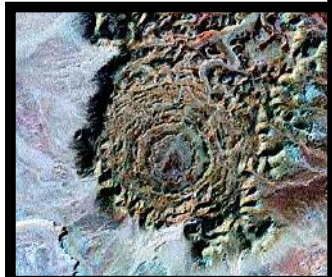
ROTER KAMM, NAMÍBIA, NAMÍB-SIVATAG. 2,5 KM, 3,7 MILLIÓ ÉVES (LANDSAT-KÉP)



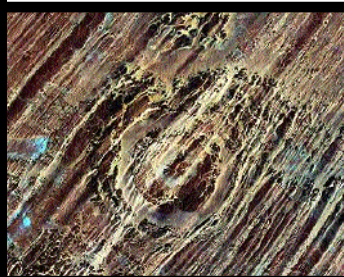
TALEMZANE/MAADNA, ALGÉRIA. 1,75 KM, KB. 0,5 MILLIÓ ÉVES (LANDSAT HAMIS SZÍNES KÉP)



TENOUMER, MAURITÁNIA. 1,9 KM, 21 EZER ÉVES. (HAMIS SZÍNES LANDSAT-KÉP)



TIN BIDER, ALGÉRIA. 6 KM, 70 MILLIÓ ÉVES (LANDSAT HAMIS SZÍNES KÉP)



AOROUNGA, CSÁD. 12 KM, 345 MILLIÓ ÉVES (HAMIS SZÍNES LANDSAT-KÉP)



KARA-KUL, TÁDZSIKISZTÁN. 52 KM, KB. 5 MILLIÓ ÉVES (KÉZIKAMERÁS FELVÉTEL AZ ÜRREPÜLŐGÉP FEDÉLZETÉRŐL STS-73-717-60)



AZ ARIZONIAI BARRINGER (METEOR) -KRÁTER. A KB. 50 000 ÉVES, 1,2 KM ÁTMÉRŐJŰ KRÁTERBEN MEGTALÁLTÁK ÉS AZONOSÍTOTTÁK A SOKK METAMORFÓZIS ÁSVÁNYTANI JELLEMZŐIT (HÁTTÉR: A SAN FRANCISCO-HG.) FOTÓ: GUCSIK ARNOLD



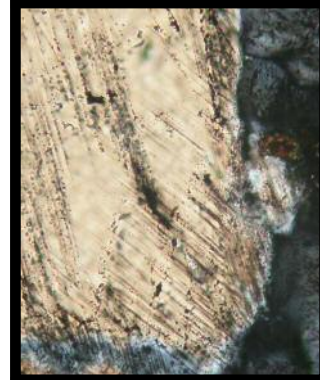
SUEVIT AZ AUMUHLI FELTÁRÁSBÓL (RIES-KRÁTER, NÉMETORSZÁG), SOKK METAMORFIZÁLT SZÜRKE, OLVADT, ÜVEGES; ÉS A SOKK HATÁSOKTÓL MENTES CÉLKÖZET. A BIOTITGRÁNIT (FEHÉR FOLTOK) ANYAGÁVAL FOTÓ: GUCSIK ARNOLD



A HYPERION SZATURNUSZHOLD (CASSINI, PIA07740)



A PHOBOS MARSHOLD (ESA MARS EXPRESS 115-051004-0756-6-CO-02)



KVARCBAN MEGJELENŐ HOMOGEN, ÉS DEKORÁLT PDF-EK A SÍKBA BÉEPÜLŐ FLUIDZÁRVÁNYOKKAL. 40x NAGYÍTÁS. KERESZTÉZETT NIKOL. A KÉP SZÉLESSÉGE 500 µm. FOTÓ: NAGY SZABOLCS JÁNOS