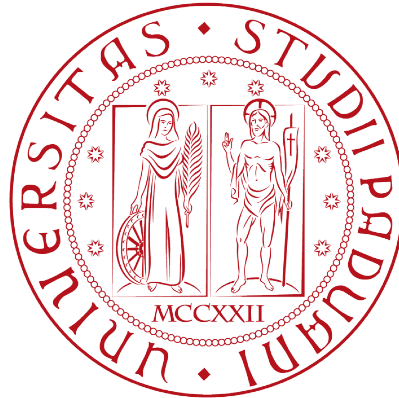


UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze



TESI DI LAUREA MAGISTRALE
IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

Geologia e forme vulcaniche nei bacini Lunari: Il caso del mare del Nettare

Relatore: Prof. Matteo Massironi
Correlatore: Dr.ssa Sabrina Ferrari

Laureando: Arboit Pierluigi

ANNO ACCADEMICO 2017/2018

Alla Memoria di mio Padre
DOTT. MASSIMO ARBOIT
(1957-2016)



Figura 1: PAESAGGIO CON COVONI DE LA LUNA CHE SORGE Vincent Van Gogh, 1889

Indice

| | |
|---|----|
| Introduzione..... | 9 |
| Capitolo 1: Storia delle Missioni Lunari..... | 11 |
| 1.1 Missioni Apollo (NASA) | 14 |
| 1.2 Missione Clementine | 17 |
| 1.3 Selene: Kaguya..... | 18 |
| 1.4 La Missione Lunar Crater Observation and sensing Satellite (LCROSS)..... | 23 |
| Capitolo 2: Geologia della Luna | 25 |
| 2.1 Ipotesi di formazione della Luna | 25 |
| 2.2 Nuova ipotesi per la formazione della luna la Synestia..... | 26 |
| 2.3 Differenziazione e formazione della crosta | 27 |
| 2.4 Il processo di craterizzazione..... | 28 |
| Crateri semplici..... | 29 |
| Crateri complessi | 29 |
| Multiring basin..... | 30 |
| 2.5 I Maria Lunari | 31 |
| Genesi dei Maria Lunari | 32 |
| Mari Occidentali | 33 |
| 2.6 Tettonica Lunare | 34 |
| Graben..... | 34 |
| Wrinkle ridges..... | 35 |
| Lunar Lobate scarps..... | 35 |
| 2.7 Processi vulcanici e formazione dei duomi lunari..... | 36 |
| Sinuous rille e Lava Tubes..... | 38 |
| Parametri fisici per la formazione dei Duomi | 39 |
| Depositi piroclastici lunari | 39 |
| Coni di Scorie Lunari..... | 40 |
| Bocche eruttive dei duomi effusivi | 40 |
| 2.8 Classificazioni dei duomi lunari basate sulle proprietà morfometriche..... | 41 |
| Classificazione di Westfall..... | 41 |
| Classificazione di Head e Gifford..... | 42 |
| 2.9 Classificazione dei duomi lunari basata sull'analisi delle componenti principali..... | 43 |

| | |
|--|----|
| Capitolo 3: Rocce, stratigrafia e struttura interna della luna..... | 45 |
| 3.1 Classificazione delle rocce lunari..... | 45 |
| Rocce ignee primitive e KREEP..... | 46 |
| Brecce..... | 47 |
| Regolite..... | 47 |
| 3.2 Mineralogia lunare..... | 48 |
| 3.3 Stratigrafia Lunare..... | 48 |
| Metodi sismici passivi..... | 49 |
| Metodi sismici attivi..... | 50 |
| Capitolo 4: Il tempo Lunare..... | 55 |
| 4.1 Datazioni mediante il conteggio dei crateri..... | 55 |
| 4.2 Saturazione e normalizzazione logR-D..... | 55 |
| 4.3 Crater siza frequency distribution, funzioni polinomiali e curve cronologiche..... | 56 |
| 4.4 Le ere lunari e l'evoluzione della Luna..... | 58 |
| Prenettariano..... | 59 |
| Nettariano..... | 59 |
| Imbriano..... | 60 |
| Eratosteniano..... | 60 |
| Copernicano..... | 60 |
| Capitolo 5: Il caso del Mare del Nettare..... | 61 |
| DATI..... | 64 |
| I Dati LRO..... | 67 |
| I Dati KAGUYA..... | 68 |
| I Dati CLEMENTINE..... | 69 |
| METODI..... | 70 |
| Il mapping geologico..... | 70 |
| Smussamento delle features contatti e correzione topologica..... | 71 |
| Creazione dei poligoni e assegnazione delle unità geologiche..... | 71 |
| Datazione delle superfici..... | 72 |
| Creazione di rappresentazioni tridimensionali con ArcScene..... | 73 |
| RISULTATI..... | 74 |
| Principali Crateri..... | 74 |
| Crateri secondari di far field e light color ejecta..... | 79 |
| Colate..... | 80 |
| Forme vulcaniche..... | 83 |
| Forme tettoniche..... | 88 |
| Datazioni mediante il conteggio dei crateri..... | 89 |

| | |
|---|-----|
| DISCUSSIONI..... | 92 |
| Formazione del bacino..... | 92 |
| La successione delle colate del Nectaris..... | 92 |
| Tettonica e vulcanesimo..... | 96 |
| Post-Mare Cratering..... | 100 |
| CONCLUSIONI..... | 105 |
| Bibliografia..... | 107 |

Introduzione

Scopo di questa tesi magistrale è di caratterizzare il vulcanesimo dei bacini lunari, indagandone le origini, le modalità di eruzione e le varie tipologie di edifici vulcanici da esso prodotti. Per fare questo ho strutturato la tesi in diversi capitoli allo scopo di introdurre passo dopo passo informazioni essenziali per comprendere il processo di genesi ed evoluzione dei maria lunari.

Ho inoltre introdotto il concetto di “tempo lunare”, e come esso possa essere definito sulla base delle relazioni stratigrafiche tra le unità di superfici e la densità di craterizzazione, calibrata grazie a datazioni radiometriche dei campioni provenienti dalle missioni Apollo. Sono infine giunto a descrivere l’oggetto principale di questa tesi ovvero la mappatura del mare del Nettare, un piccolo mare lunare visibile anche dalla Terra nel lato sud orientale della Luna.

Per caratterizzare il vulcanesimo mi sono servito soprattutto della letteratura che aveva individuato grazie ai dati DEM i principali vulcani lunari di quella zona, e grazie a questi sono riuscito a individuarne altri più piccoli sparsi nella superficie del maria.

Per la cartografia geologica mi sono avvalso di diversi dati di base quali le immagini raster ricavati dalle missioni LROC, Clementine e i dati composizionali provenienti dai campioni lunari delle missioni Apollo e Luna.

La cartografia geologica è stata integrata da sezioni geologiche interpretate in profondità grazie ai dati sismici ricavati dagli esperimenti sulla propagazione delle onde sismiche eseguite dagli astronauti delle missioni Apollo.

Le datazioni di alcuni superfici tramite la densità di craterizzazione ha ulteriormente chiarito i rapporti stratigrafici tra le principali unità cartografate e la cartografia ha permesso di comprendere la storia geologica del bacino del Nectaris e indagare i rapporti che la tettonica bacinale ha con le eruzioni magmatiche.

Capitolo 1: Storia delle Missioni Lunari

I primi veicoli che durante i primi anni '50 esplorarono la Luna sono considerati dei pionieri preistorici.

Tuttavia, grazie alla rapida evoluzione della tecnologia, fu possibile passare nell'arco di dieci anni dalle prime incursioni (*flyby*) alla storica passeggiata di Neil Armstrong sulla superficie lunare.

Nel gennaio del 1959 una piccola sfera ricoperta di antenne chiamata Luna 1, volò ad una distanza di circa 6.000 chilometri dal satellite e, anche se non arrivò mai a toccarne la superficie, cosa per la quale era stata progettata, le sue strumentazioni scientifiche ci rivelarono per la prima volta che la Luna non possedeva un campo magnetico regolare, e provarono l'esistenza di vari fenomeni spaziali, come il flusso costante di plasma ionizzato noto anche come vento solare.

Il 12 settembre 1959 alle 8.40 del mattino il razzo Volstok-L lanciato dalla base russa di Baikonur, invia la sonda spaziale Luna 2, anche noto come *Lunik 2*, nello spazio interstellare con una traiettoria diretta verso la Luna. Il giorno dopo la sonda diventerà il primo *device* costruito dall'uomo ad atterrare sulla superficie lunare con un violento impatto a circa 12000 km/h nei pressi dei crateri di Aristide, Archimede e Autolico.

Il momento dell'impatto fu registrato dagli esploratori sovietici ma poco dopo il segnale andò perso (Ianov, 2017). Successivamente una terza missione Luna riuscì a catturare le prime immagini sfuocate della faccia nascosta del nostro satellite.

In risposta al programma Luna sovietico nel 1962, l'agenzia spaziale americana "NASA" portò la sua prima sonda spaziale sulla Luna con la missione Ranger 4. Queste prime incursioni erano veri e propri lanci senza ritorno in cui le sonde erano progettate in modo da volare a tutta velocità verso la Luna, cercare di catturare quante più immagini possibili, prima dell'impatto, e infine schiantarsi contro la superficie. Sfortunatamente, la missione Ranger 4 non fu in grado di trasmettere alcun tipo di informazione scientifica prima di impattare contro la parte più lontana della Luna. Due anni più tardi invece, Ranger 7 riuscì a catturare, mentre sfrecciava verso il satellite, più di 4.000 immagini nei 17 minuti precedenti allo scontro con la superficie lunare.

Tutte le immagini scattate dalle sonde Ranger, in modo particolare quelle della missione Ranger 9, dimostrarono che la superficie del satellite era molto accidentata e evidenziarono la necessità di trovare una zona piana su cui atterrare. Nel 1966, la sonda sovietica Luna 9, superando le avversità topografiche del satellite, riuscì a compiere per la prima volta nella storia un atterraggio morbido e senza incidenti sulla superficie e, grazie all'equipaggiamento scientifico e di comunicazione di cui era fornita, scattò una fotografia panoramica a livello del suolo della Luna.

Alla fine dello stesso anno, Luna 10 diventò la prima navetta spaziale a compiere con successo un'orbita attorno al satellite terrestre. Le sonde spaziali *Surveyor*, lanciate tra il 1966 e il 1968, furono i primi velivoli a compiere atterraggi controllati sulla superficie lunare.

Erano equipaggiati con telecamere per monitorare il suolo e con strumenti in grado di analizzare la natura delle rocce e del suolo lunare. Nel 1966 e nel 1967 la NASA lanciò i primi *orbiter*, velivoli progettati per orbitare attorno alla Luna al fine di cartografarne la superficie in previsione delle future missioni con equipaggio.

In totale furono lanciate cinque missioni orbitanti che ripresero il 99 per cento della superficie lunare. Queste sonde spaziali robotiche aprirono la strada a quello che fu un gigantesco passo in avanti nell'esplorazione della Luna: il 20 luglio del 1969, Neil Armstrong ed Edwin "Buzz" Aldrin furono i primi esseri umani a calpestare il suolo lunare, atterrando con il lander Apollo 11 nel Mare della Tranquillità.

In seguito, le navette che raggiunsero la Luna trasportarono dei rover, grazie ai quali era possibile spostarsi sulla superficie lunare e rendere possibile agli astronauti di trascorrere fino a tre giorni sul satellite.

Cinque successive missioni e un totale di dodici uomini visitarono la Luna prima della fine delle missioni Apollo nel 1972. Dopo lo spettacolare successo degli anni '60 e '70, i maggiori programmi spaziali spostarono la loro attenzione su altri progetti per un periodo di qualche decennio.

Nel 1994 tuttavia, la NASA si concentrò nuovamente sulla Luna. La missione *Clementine* riuscì a tracciare una mappa compositiva della superficie lunare utilizzando lunghezze d'onda diverse da quelle della luce visibile, come l'ultravioletto e l'infrarosso medio in cui veniva indicata l'abbondanza relativa dei vari elementi principali come il ferro e il titanio. Nel 1999 la missione *Lunar Prospector* compì un'orbita del satellite cercando le prove che indicassero la presenza di ghiaccio ai poli e, allo stesso tempo, esplorò il campo gravitazionale della Luna e ne mappò la superficie.

La sonda venne fatta impattare contro il satellite con l'intento di sollevare un pennacchio di vapore che provasse la presenza di ghiaccio. Tuttavia non fu possibile osservare nulla.

Successivamente anche India, Cina e Giappone svilupparono progetti di esplorazione lunare. Attualmente quello statunitense e europeo, che vuole riportare l'uomo sulla Luna entro il 2024 e usare il satellite come eventuale punto di sosta per eventuali viaggi su Marte ed oltre, rimane senza dubbio il più ambizioso.

| MISSIONE | DATA DI LANCIO | NAZIONE | STUDIO |
|-------------------------|-------------------|----------|---|
| Luna 2 | 12 settembre 1959 | URSS | Primo manufatto umano ad atterrare sulla Luna. Verifica l'assenza di fasce radioattive lunari e la mancanza di campo magnetico |
| Luna 3 | 4 ottobre 1959 | URSS | La prima sonda ad andare intorno alla Luna, produce 17 fotografie della faccia nascosta. |
| Ranger 7 | 28 luglio 1964 | USA | Prima di impattare riesce a produrre 4308 fotografie ad alta risoluzione. |
| Luna 9 | 31 gennaio 1966 | URSS | Prima sonda ad effettuare un atterraggio morbido; produce 5 foto-panorami stereoscopici e dati su radiazioni al suolo. |
| Luna 10 | 31 marzo 1966 | URSS | Prima sonda a entrare in orbita lunare. Invia informazioni sulla distorsione del campo gravitazionale dovuta a una distribuzione non uniforme della massa e, grazie allo spettrometro a raggi gamma, la prova della presenza di basalti. |
| Surveyor 1 | 30 maggio 1966 | USA | Dimostra la possibilità di atterraggio morbido e riesce a misurare la consistenza del suolo lunare, la sua temperatura e composizione chimica |
| Apollo 11 | 16 luglio 1969 | USA | Primo allunaggio con due astronauti. Armstrong e Aldrin raccolgono 22 kg di rocce (basalto e breccia) ed eseguono esperimenti su vento solare, meccanica del suolo e sismica a riflessione. |
| Apollo 12 | 14 novembre 1969 | USA | Gli astronauti Bean e Conrad raccolgono 34 kg di rocce (diversi tipi di basalto tra cui i rari KREEP) ed effettuano carotaggi fino a 40 cm sotto la superficie ed esperimenti su vento solare, meccanica del suolo e rilievi sismici e magnetici. |
| Luna 17 | 15 novembre 1970 | URSS | La sonda compie un atterraggio morbido e libera il veicolo Lunokhod, in grado di andare in giro per 10 km e analizzare 500 campioni di suolo. |
| Apollo 14 | 31 gennaio 1971 | USA | Gli astronauti Mitchell e Shepard raccolgono 42 kg di breccia con frammenti di basalto KREEP. Effettuano anche numerosi esperimenti. |
| Apollo 15 | 26 luglio 1971 | USA | Gli astronauti Scott e Irwin raccolgono 77 kg di basalto e studiano il fenomeno dei rilles (canali vulcanici). Trovano la "Genesis Rock", un'anortosite di 4,5 miliardi di anni. Effettuano anche numerosi esperimenti sulla superficie e in orbita lunare |
| Apollo 16 | 16 aprile 1972 | USA | Gli astronauti Duke e Young raccolgono 96 kg di breccia e carote profonde 2,2 metri. Con l'ausilio del veicolo <i>Lunar Rover</i> studiano due intere formazioni geologiche. Effettuano anche numerosi esperimenti sulla superficie e in orbita lunare. |
| Apollo 17 | 7 dicembre 1972 | USA | Gli astronauti Cernan e Schmitt (geologo) in tre giorni raccolgono 111 kg di campioni, fra cui basalti, norite, troctolite, dunite e vetri vulcanici, e una carota profonda 3 metri. Effettuano anche numerosi esperimenti sulla superficie e in orbita lunare. |
| Clementine | 25 gennaio 1994 | USA | Sonda leggerissima attrezzata con nuove tecnologie digitali, effettua una pluri-mappatura della superficie lunare utilizzando sette lunghezze d'onda differenti. |
| Lunar Prospector | 6 gennaio 1998 | USA | Produce una mappatura completa dei poli lunari e scopre la presenza di ghiaccio. |
| Kaguya | 14 settembre 2007 | Giappone | Effettua una dettagliata mappatura tridimensionale digitale di tutta la superficie e della distribuzione dei minerali. |
| Chandrayaan-1 | 22 ottobre 2008 | India | Mappatura chimico-mineralogica e topografica della Luna; trova evidenze di ghiaccio ai poli. |
| L.R.O. | 18 giugno 2009 | USA | Raccolta dati e mappatura di grande dettaglio (capace di rilevare i resti delle missioni Apollo) allo scopo di pianificare future missioni umane. |
| Chang'e 3 | 2 dicembre 2013 | Cina | La Cina è il terzo paese ad effettuare un atterraggio morbido sulla Luna e a rilasciare un robot (Yutu) in grado di collezionare campioni fino a 30m di profondità e ritornare sulla terra. |

Tabella 1: Geologia Lunare.it, 2018. Quadro sinottico delle esplorazioni lunari più importanti.

1.1 Missioni Apollo (NASA)

“Abbiamo scelto di andare sulla luna in questo decennio e fare altre cose non perché sono facili ma proprio perché sono difficili, solchiamo questi nuovi mari per conoscere cose nuove per conquistare nuovi diritti che devono essere conquistati e messi a frutto per il progresso dell’ umanità intera. Dalla base di Houston lanceremo alla volta della Luna che dista 380 000 km dalla terra un razzo gigantesco alto più di 100 m costruito con nuove leghe metalliche alcune delle quali sono state appena inventate in grado di resistere a temperature e sollecitazioni di molto superiori di quanto non si sia mai sperimentato, costruito con una precisione da fare invidia al migliore orologio che trasporterà tutto quello che sarà necessario: la sua propulsione, la guida, il controllo, le comunicazioni, il cibo e le misure di sopravvivenza tutto nell’ambito di una missione mai tentata prima verso un corpo celeste ancora sconosciuto. Al momento di salpare chiediamo a Dio di benedire la più rischiosa, la più pericolosa e più grande avventura in cui l’uomo si sia mai imbarcato. Grazie”

J.F. Kennedy, Rice University, 16 settembre 1962.

Di seguito descriverò in dettaglio solo le missioni lunari i cui dati sono stati utili per la realizzazione e discussione della presente tesi

Apollo 14

Apollo 14 è stata l’ottava missione con equipaggio del Programma Apollo, la terza ad allunare. Gli astronauti rimasero sulla superficie per due giorni compiendo 2 EVA (extra vehicular activity).

Il lancio avvenne il 31 Gennaio 1971, la durata prevista era di 9 giorni.

Dopo l’allunaggio sul cratere Fra Mauro, la seconda EVA prevedeva per due dei tre astronauti una traversata a piedi fino al bordo del cratere Cone (un cratere ampio 300 mt).

Gli astronauti non riuscirono a raggiungere l’obiettivo poiché ebbero grosse difficoltà ad orientarsi sul terreno scosceso attorno al cratere. Successive analisi delle immagini e delle riprese permisero di determinare che i due arrivarono a 20 m dal bordo stesso (recenti immagini di LRO hanno permesso una stima finale di circa 30 m).

Durante questa EVA (unica missione a farlo) utilizzarono per trasportare l’attrezzatura e i campioni raccolti un piccolo carrello, il *Modularized Equipment Transporter* (MET), soprannominato il “risciò lunare”.

Il terzo astronauta nel frattempo era impegnato in una serie di esperimenti a bordo del CSM Kitty Hawk. Complessivamente gli astronauti effettuarono sulla superficie diversi esperimenti scientifici e collezionarono circa 45 Kg di campioni di roccia da riportare sulla Terra

Durante il viaggio di ritorno verso la Terra, l’equipaggio effettuò i primi esperimenti nello spazio di fisica dei materiali in microgravità.



Apollo 15

La missione di Apollo 15 fu una missione con attività scientifica avanzata. Il modulo lunare LM-10 era stato ottimizzato, pertanto consentiva di rimanere per un periodo prolungato sulla superficie della Luna. Inoltre fu possibile trasportare il primo rover lunare (LRV – *Lunar Roving Vehicle*). Grazie ai sistemi di sopravvivenza migliorati delle tute spaziali, gli astronauti poterono rimanere più tempo nello spazio e dunque poterono coprire maggiori distanze sulla superficie lunare. L'addestramento geologico degli astronauti fu aumentato rispetto alle missioni Apollo precedenti. In particolar modo con ciò si voleva sottolineare la funzione scientifica di questa missione.



Come sito di allunaggio venne scelto il “ruscello di Hadley” nelle montagne degli Appennini lunari. Durante la prima EVA gli astronauti si diressero verso un punto marcante del ruscello di Hadley, il cosiddetto “gomito”. Si trattava di un dirupo con una larghezza di 1 km per una profondità massima di 300 m. Valle di chiara origine vulcanica e pertanto ideale per montare gli strumenti ALSEP (*Apollo Lunar Surface Experiments Package*). La seconda EVA portò gli astronauti fino al Mount Hadley che si trova a circa 5 km di distanza dal punto di allunaggio. Un trapano, migliorato in confronto a quelli delle precedenti missioni, consentì di prelevare dei campioni di roccia da oltre due metri di profondità. La terza EVA portò gli astronauti per la seconda volta verso la valle Hadley. Prima di lasciare l'orbita, gli astronauti prelevavano un piccolo satellite dalla SIM Bay del modulo di comando per lasciarlo girare intorno alla Luna. Compito del satellite fu di registrare dati sui campi magnetici e di gravitazione della Luna.

Apollo 16

Apollo 16 è stata una missione ad alto livello scientifico e tecnologico, che ha consentito di ottenere dati geologici importanti per la comprensione della natura geologica, superficiale e interna della Luna. Il programma scientifico in programma per l'equipaggio sulla Luna, prevedeva in particolare un ALSEP composto dai seguenti strumenti:



- un esperimento sismico passivo ed attivo;
- un magnetometro fisso ed uno portatile;
- un esperimento di misurazione del flusso di calore;
- un rivelatore per la misurazione della radiazione cosmica;
- più collettori per il vento solare;
- un trasponder per misurare i campi di gravità.

Per la prima volta vennero inoltre scattate delle immagini astronomiche mediante una camera a raggi UV (spettrografo). Apollo 16 è stata la decima missione con equipaggio del Programma Apollo, la quinta e penultima missione lunare e la prima ad allunare sulle montagne lunari (le precedenti erano tutte allunate sui Mari). Il lancio avvenne alle 12:54 pm del 16 Aprile 1972 e la durata dell'intera missione fu di 11 giorni. La decisione sulla destinazione di Apollo 16 fu presa per permettere di ottenere campioni dalle formazioni Descartes e Cayley. I geologi prima della missione pensavano che entrambe queste formazioni fossero di origine vulcanica.

Con l'aiuto di fotografie ottenute da Apollo 14 venne determinato che il sito permetteva un allunaggio sicuro e venne scelto un punto tra due crateri relativamente ‘giovani’, il North e il South Ray: entrambi penetravano all'interno della regolite, lasciando esposto il letto di roccia sottostante per il campionamento.

Il volo fino alla Luna proseguì fino al quarto giorno della missione: nel corso della navigazione vennero eseguite operazioni di manutenzione ordinaria dei veicoli e alcuni esperimenti scientifici. Il secondo giorno ad esempio venne ripetuto un esperimento di elettroforesi, già compiuto su Apollo 14.

All'inizio del terzo giorno l'equipaggio effettuò l'Apollo Light Flash Experiment (ALFMED), per investigare i "lampi di luce" visti dagli astronauti nelle precedenti missioni, quando la capsula era al buio, indipendentemente dal fatto che si tenessero gli occhi aperti o chiusi. Si pensava potesse trattarsi di un' interazione con i raggi cosmici. Il quarto giorno la discesa si concluse alle 2:23 UTC del 21 Aprile, 270 m a nord e 60 m a ovest del punto di allunaggio previsto. Il giorno successivo, gli astronauti effettuarono la prima EVA. Le prime attività svolte dai due furono il montaggio e collaudo del LRV e l'installazione dell'ALSEP. La EVA-2, il giorno successivo, aveva come obiettivo primario la visita alla Stone Mountain, risalendo il suo pendio fino a raggiungere un grappolo di 5 crateri chiamati i 'Cinco Craters'. Questa stazione si trovava 152 m al di sopra del luogo di allunaggio e rappresentò il punto più elevato mai raggiunto da tutte le missioni Apollo. Dopo che Duke ebbe definito la vista "spettacolare", procedettero con la raccolta dei campioni. La terza EVA fu l'ultima per Young e Duke: obiettivo principale fu l'esplorazione del cratere North Ray, il più largo mai visitato dalle missioni Apollo. Lungo il percorso, i due astronauti effettuarono anche una fermata per visitare un enorme frammento di roccia lunare, chiamato 'House Rock' (per via delle dimensioni paragonabile a quello di un edificio di 4 piani). Fu campionata anche un'altra roccia, chiamata 'Shadow Rock': i campioni furono raccolti da un'area che era rimasta all'ombra della roccia per lunghissimo tempo (da qui il nome dato al sito). L'ultima operazione compiuta in orbita lunare fu il rilascio del secondo (e ultimo del Progetto) subsatellite (PFS-2) dalla SIM Bay. Durante il viaggio di ritorno, a 310.000 Km dalla Terra, Mattingly effettuò una EVA per recuperare le cassette con le pellicole impressionate dagli strumenti della SIM Bay.

Apollo 17

Grazie alla missione Apollo 17 sono stati raccolti dati sismici di alta qualità. La decisione di allunare nella valle di Taurus-Littrow è stata presa in linea con l'obiettivo principale di Apollo 17: raccogliere campioni dagli altopiani lunari più vecchi dell'impatto che ha formato il mare Imbrium e investigare l'esistenza di possibile attività vulcanica recente nella zona. Taurus-Littrow è stata scelta, nonostante la sua somiglianza con l'area esplorata da Apollo 15 (un'area di altopiano ai bordi di un mare),



perché sembrava offrire maggiori opportunità di successo alla ricerca. Apollo 17 venne lanciato alle 12:33 AM del 7 Dicembre 1972, dal Launch Pad 39A del KSC. Dopo essersi separati dal CSM, il LM Challenger e il suo equipaggio (Cernan e Schmitt) iniziarono la discesa verso Taurus-Littrow. Nel periodo durante il quale rimase in orbita in solitaria, Evans effettuò tutta una serie di osservazioni ed esperimenti. Nei giorni di allunaggio i due astronauti effettuarono 3 EVA della durata rispettivamente di 7 ore e 20 minuti, 7 ore e 27 minuti e 7 ore e 15 minuti. Vennero raccolti 110.52 Kg di campioni. Con il LRV, i due astronauti coprirono una distanza complessiva di circa 35.9 Km in un tempo pari a 4 ore e 26 minuti; la massima distanza dal LM raggiunta è stata di circa 7.6 Km. Apollo 17 fu la prima ed unica missione ad avvalersi di due nuovi strumenti: il *Traverse Gravimeter Experiment* (TGE) e un esperimento costruito al Draper Laboratory del MIT utilizzato per misurare la gravità lunare al sito di allunaggio e in diversi punti della superficie durante le EVA. Utilizzando questi dati gli scienziati volevano determinare la struttura geologica della zona di allunaggio. Il TGE era posizionato a bordo del LRV, da cui veniva scaricato, posizionato sulla superficie ed utilizzato il *Surface Electrical Properties* (SEP), un esperimento la cui apparecchiatura era costituita da due componenti principali: un'antenna trasmittente posizionata vicino al LM e un'antenna ricevente posizionata invece sul LRV. In diverse occasioni durante le EVA, l'antenna trasmittente inviava un segnale attraverso il suolo lunare, segnale che era captato dall'apparato ricevente. Era possibile determinare, comparando il segnale trasmesso e quello ricevuto, le caratteristiche elettriche del suolo.

La Conclusione del Programma Apollo e le altre missioni con campionamenti lunari

Dopo gli alunaggi del programma Apollo l'attenzione della NASA cominciò a spostarsi sullo space shuttle e le sue missioni con equipaggio in orbita bassa. Mentre l'unione sovietica nel 1976 portò a termine il programma Luna con due rover automatici Lunochod che portarono sulla Luna varie strumentazioni e tre sonde spaziali che riportarono a Terra campioni del suolo lunare. Il lander Luna 16 che riportò il 24 settembre 1970 preziosi campioni del suolo lunare del mare della Fecondità fu la prima sonda completamente automatizzata che inviò sulla Terra dei campioni extraterrestri.

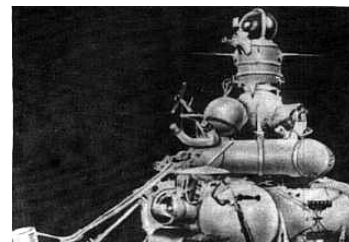


Figura 2: La sonda sovietica Luna 16

1.2 Missione Clementine

Nell'archivio digitalizzato della NASA (NASA Space Science Data Coordinated Archive) è documentato che:

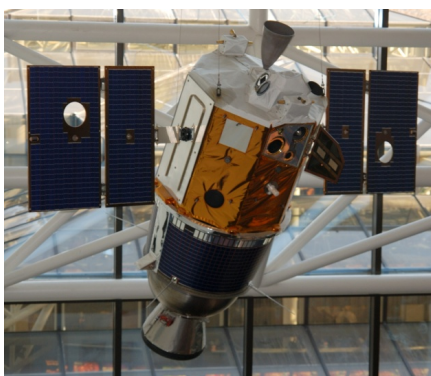


Figura 3: La sonda americana Clementine prima della partenza

Il veicolo spaziale Clementine era un prisma a base ottagonale alto 1.88 metri e largo 1.14 metri, con due pannelli solari protrusi su due lati opposti, paralleli all'asse del prisma. Un'antenna parabolica fissa era posizionata su una base del prisma, mentre il propulsore principale da 489 N di spinta sulla base opposta. Le aperture per i sensori erano tutte posizionate insieme su uno degli otto pannelli laterali, a 90 gradi dai pannelli solari, e protetti da una sola copertura. Il sistema di propulsione consisteva in un sistema monopropellente liquido a idrazina per il controllo d'assetto e un sistema bipropellente liquido di tetrossido di azoto N_2O_4 e monometril idrazina per le manovre orbitali.

Un processore RISC a 32 bit era utilizzato per il trattamento delle immagini e le operazioni autonome, oltre che un sistema di compressione delle immagini sviluppato dall'agenzia spaziale francese CNES. Una unità di controllo dei dati ordinava le telecamere, operava la compressione delle immagini e dirigeva il flusso dati.

I dati stessi venivano stivati in una memoria di massa dinamica a stato solido della capienza di 2 Gigabit.

I Principali strumenti di Clementine consistevano in 4 camere, una con un laser-ranging system.

Le camere includevano una UV-VIS camera, una long-wave infrared camera, una un laser-ranger (LIDAR) ad alta risoluzione, e infine una camera che operava nel near infrared (NIR).

La sonda spaziale aveva inoltre altre due camere dette star tracker che con una visione ad alto angolo sono in grado di determinare la posizione esatta della sonda e oltretutto possono essere usate da Terra per verificare l'operabilità della sonda. La zona dei sensori aveva un peso complessivo di 8kg e al tempo rappresentava lo stato dell'arte della tecnologia. I sensori sono tutti localizzati da una parte a 90 gradi dai pannelli solari. Clementine possedeva 12 piccoli jet per il mezzo dei quali era possibile posizionare i sensori nel modo più idoneo.

Lo scopo della missione era quello di mappare la composizione mineralogica lunare, realizzare una mappa topografica, gravitazionale e magnetica globale della Luna e scattare immagini ad alta risoluzione di alcune specifiche zone lunari. Avrebbe poi anche approfittato del passaggio ravvicinato dell'asteroide 1620 Geographos per staccarsi dall'orbita lunare per compiere altre osservazioni su questo corpo celeste.

La sonda clementine fu lanciata da un razzo Titan IIG il 25 gennaio del 1944 dal Vandenberg Air Force Base. Dopo due flybys intorno alla Terra, l'inserzione in orbita lunare fu raggiunta il 19 febbraio. La mappatura della Luna proseguì ininterrottamente per approssimativamente 2 mesi. Il 7 maggio quando giunse il momento di modificare l'orbita per raggiungere gli asteroidi un malfunzionamento finì per esaurire le riserve di carburante. La sonda cominciò a girare con più di 80 rivoluzioni al minuto e, senza carburante per ristabilire l'equilibrio, divenne inutilizzabile. Nel 1994, il presidente Clinton citò Clementine definendola uno dei maggiori successi in ambito spaziale e areonautico. “ La relativamente economicità così come la rapidità della costruzione della sonda costituiscono una grossa rivoluzione nel design e nella gestione delle sonde spaziali; Clementine ha inoltre dato un importante contributo agli studi lunari mediante la fotometria con milioni di immagini della superficie lunare”. Clementine permise inoltre di identificare una singolarità di alcune delle parti più elevate del bordo del cratere Peary, nei pressi del polo nord lunare: le cime dei più alti picchi, chiamate collettivamente “Vette della luce eterna”, ricevono sempre la luce del Sole, unica regione del sistema solare finora conosciuta in cui il Sole non tramonta mai. Si pensava che ciò fosse una conseguenza dell'elevata inclinazione dell'asse di rotazione lunare rispetto al piano orbitale.

1.3 Selene: Kaguya

L'esplorazione selenologica e ingegneristica di Kaguya (Selene). Fu la prima grande esplorazione lunare giapponese, e la più grande missione lunare dopo il programma Apollo, fu lanciata da un razzo H-IIA il 14 settembre 2007.

La missione lunare Kaguya ha consentito di avere accesso ad un grosso quantitativo di dati ma non ha consentito di rivelarne a pieno l'origine e l'evoluzione lunare.

La sonda Kaguya consiste in un Orbiter principale e due satelliti più piccoli (“OKINA” (relay satellite) e “OUNA”(VRAD satellite). L'orbiter principale operò in orbita perillunare ad un'altitudine di 100km. OKINA fu inserito in un'orbita ellittica con una distanza media di 2400 km la sua funzione era quella di facilitare la comunicazione tra l'orbiter principale e la stazione a Terra per misurare il campo gravitazionale del lato nascosto della luna. L'altra piccola sonda OUNA mantenuta in un'orbita ellittica bassa (800km) misura il campo gravitazionale mediante la diffusione di onde radio. Kaguya ha investigato l'intera superficie lunare in modo da ottenerne informazioni sulla sua composizione elementare, la sua geografia, le sue strutture superficiali e subsuperficiali oltre che identificare le tracce del suo campo magnetico e gravitazionale.

Kaguya trasportava 13 strumenti scientifici, comprese delle macchine fotografiche, una sonda radar, un altimetro laser, due spettrometri, operanti rispettivamente, nei raggi X e nei raggi gamma.

Di seguito riportati nei vari campi di applicazione:

Distribuzione degli elementi

- *X-ray Spectrometer (XRS)*: spettrometro che analizza i raggi X emessi dalla superficie lunare, investita dalla radiazione solare, per identificarne la composizione.
- *Gamma Ray Spectrometer (GRS)*: spettrometro che analizza i raggi gamma emessi dalla superficie lunare, investita dal flusso dei raggi cosmici, per identificarne la composizione.

Distribuzione dei minerali

- *Multi band Imager* (MI), con risoluzione di $562 \text{ m} \times 400 \text{ m}$ per pixel
- *Spectral Profiler* (SP), con risoluzione di 20 m per pixel nel visibile e 62 m per pixel nell'infrarosso

Struttura superficiale e sub-superficiale

- *Terrain Camera* (TC): una fotocamera in grado di raccogliere immagini con risoluzione di 10 metri per pixel.
- *Lunar Radar Sounder* (LRS): misura le strutture al di sotto della superficie fino ad una profondità di alcuni chilometri. Per farlo, può operare in due modalità: la prima, in modo attivo, inviando un segnale e ricevendone l'eco; la seconda, in modo passivo, ricevendo le onde di produzione naturale.
- *Laser Altimeter* (LALT): misura la distanza della superficie dall'orbiter inviando un raggio laser e misurando il tempo di ritorno della luce riflessa.

Ambiente

- *Lunar Magnetometer* (LMAG): magnetometro posto all'estremità di un'asta lunga 12 m per evitare interferenze prodotte dalla sonda stessa.
- *Charged Particle Spectrometer* (CPS): si compone a sua volta di due sensori:
 - ARD, sviluppato per rivelare particelle alfa provenienti dalla superficie lunare ed emesse dal radon (Rn) e dal Polonio (Po).
 - PS, sviluppato per caratterizzare l'ambiente intorno alla Luna in vista di un possibile ritorno dell'uomo. Lo strumento infatti rileva i raggi cosmici e la radiazione solare presente nello spazio intorno alla Luna.
- *Plasma energy Angle and Composition Experiment* (PACE): lo strumento si compone di quattro sensori per la rilevazione degli ioni provenienti dalla superficie lunare. È il primo strumento posto in orbita attorno alla Luna per studiarne la tenue atmosfera recentemente individuata, composta prevalentemente da fotoni solari e da particelle del vento solare.
- *Radio science* (RS): sviluppato per identificare, qualora esista, la ionosfera lunare, rilevando il cambiamento dei segnali radio nel suo attraversamento.
- *Upper-atmosphere and Plasma Imager* (UPI): lo strumento si compone a sua volta di due telescopi:
 - un telescopio per l'osservazione nel profondo ultravioletto (*Extreme Ultraviolet Telescope* - TEX) per l'osservazione della nube di plasma che circonda la Terra; lo strumento rileva ioni di ossigeno ed elio con una risoluzione di 500 km.
 - un telescopio nel visibile (TVIS), per osservare la distribuzione delle aurore polari sul nostro pianeta; risoluzione di circa 30 km sulla superficie terrestre.

Distribuzione del campo gravitazionale

- *Four way Doppler measurements by Relay satellite and Main Orbiter transponder (RSAT)*: utilizzato, come lo strumento successivo, per migliorare la mappatura delle anomalie gravitazionali della Luna. Durante l'esperimento, Rstar funge da elemento di collegamento tra la base di controllo di Usuda e Kaguya: la base a Terra invia un segnale alla sonda attraverso Rstar (Usuda-Rstar-Kaguya) e ne attende il ritorno, avendo predisposto che percorra lo stesso percorso nel verso opposto (Kaguya-Rstar-Usuda); dal confronto tra la frequenza del segnale di ritorno con quella del segnale inviato, la base di Usuda determina le variazioni subite dall'orbita di Kaguya e quindi le anomalie gravitazionali che le hanno determinate.
- *Differential VLBI Radio Source (VRAD)*. Seguendo con precisione l'orbita di Vstar e di Rstar dalla Terra, è possibile rilevare piccole variazioni nel campo gravitazionale lunare. Inoltre, predisponendo due o più stazioni di ascolto a terra, la ricezione dei segnali radio provenienti dai due mini-satelliti permette lo studio della ionosfera lunare, utilizzando lo stesso effetto alla base del funzionamento del Radio science.

Immagini ad alta definizione

- *High Definition Television (HDTV)*, due fotocamere con 3*CCD 2.2 megapixel, un grandangolo e una macchina per fare brevi riprese, presenti prevalentemente per il grande pubblico.

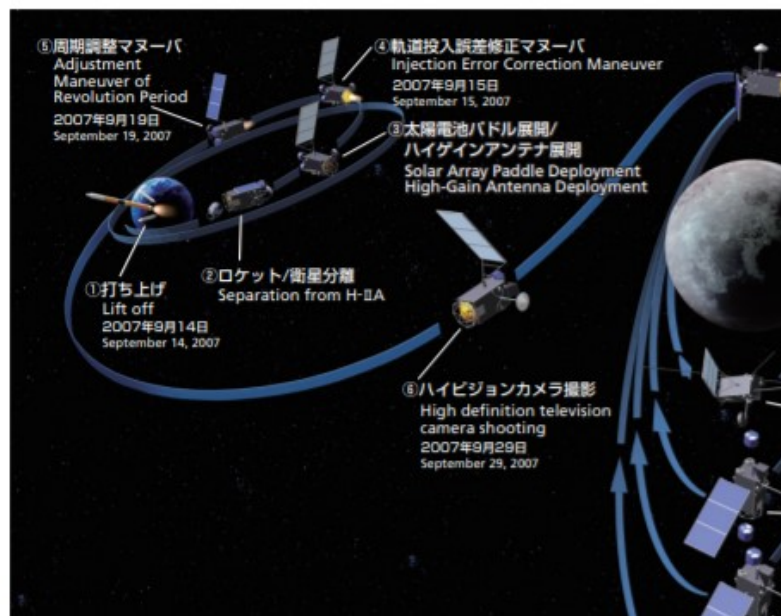


Figura 4: Le orbite percorse dalla sonda giapponese Selene

La Japan Aerospace Exploration Agency (Manabu Kato et al. 2010) enuncia tutti i principali traguardi della Missione Selene.

1) Topografia accurata della luna

Kaguya ha collezionato circa 6.770.000 punti nella superficie lunare. Il suo altimetro laser (LALT) ha generato la prima mappa topografica globale per alta precisione e accuratezza. Ora sappiamo con certezza che il punto più elevato si trova nel far side con un'altezza di 10.750 m mentre il punto più basso si trova a 9.060 m di profondità del bacino Aitken nel polo sud lunare anch'esso nel lato nascosto.

La differenza tra il punto più alto e quello più basso si pensava fosse di circa 17.530 m ma grazie all'accuratezza e alla precisione della missione giapponese ora sappiamo che è di 19.810 m. Kaguya ha anche mappato accuratamente le altitudini minori di 200 e 300m, individuando dettagliatamente le creste dei mari lunari. Selene per prima ha eseguito la prima misura delle elevazioni di entrambe le regioni polari. Infatti grazie a le misure polari ora è possibile distinguere chiaramente anche i crateri con un diametro di 2 o 3 km. Kaguya ha inoltre rivelato con più precisione la topografia della faccia nascosta della luna, invisibile dal pianeta terra, inviandoci stupende fotografie dell'interno del cratere Shackleton e Gerlache nel polo sud. La mappa altimetrica sarà di fondamentale importanza per la pianificazioni delle prossime missioni spaziali e per trovare un punto adatto alla costruzione di future basi lunari.

2) L'attività vulcanica del far side è continuata fino a 2.5 miliardi di anni.

L'attività vulcanica dei mari nel far side era ritenuta più vecchia di 3 miliardi di anni. Ma Kaguya ha confermato che le eruzioni magmatiche sono continuate fino a 2.5 miliardi di anni fa. Grazie ai preziosi dati di Kaguya la storia vulcanica del misterioso lato nascosto della Luna cominciano a emergere.

Le età geologiche delle regioni lunari sono calcolate mediante il metodo della conteggio del numero dei crateri: La grandezza, il numero e la densità dei crateri ci fornisce indicazioni su quanto vecchia sia una superficie lunare. Tramite l'uso della terrain camera, il quale ha una risoluzione di 10m, è possibile osservare dettagliatamente la craterizzazione lunare, rilevando crateri più piccoli di 200m di diametro. Contando il numero di crateri nel far side è stato possibile scoprire che alcune superfici sono più giovani di 2.5 miliardi di anni. I mari lunari si formano quando grosse porzioni di magma uscirono dalle profondità della Luna, questo suggerisce che almeno 2.5 miliardi di anni fa nel far side lunare era presente una fonte di calore in grado di generare grosse eruzioni. I dati di Kaguya hanno consentito di rivelare che il vulcanesimo lunare del far side è più giovane di 500.000 anni a differenza di quanto si pensava in passato.

3) Non ci sono posti con luce permanente

Il piano equatoriale terrestre è tiltato di 23.4 gradi rispetto al piano dell'eclittica mentre quello della Luna è inclinato di solo 1.5 gradi, e quindi pressochè parallelo all'eclittica. Basandosi su questo, alcuni scienziati hanno speculato sul fatto che nelle regioni polari esisterebbero montagne che sono permanente esposte alla luce del sole e nel fondo dei crateri zone che sono permanentemente nell'ombra. I dati topografici di Kaguya delle zone polari grazie al laser altimetro hanno permesso di calcolare la percentuale di illuminazione di queste regioni. Rivelando un massimo di 89% di illuminazione annuale nel polo nord della Luna e una percentuale di 86% nel polo sud. In altre parole nessuna regione lunare è permanentemente esposta alla luce del sole. La luce solare potrebbe essere una preziosa risorsa energetica per una futura base lunare, queste misure di precisione potrebbero quindi contribuire a identificare il luogo più adatto per la costruzione di una base spaziale permanente sulla superficie del nostro satellite. Per una ragione analoga anche la conoscenza delle posizioni dei crateri permanentemente all'ombra ricchi di ghiaccio d'acqua è di vitale importanza per le future missioni umane sulla Luna.

4) Anomalie Gravitazionali

Kaguya ha collezionato anche dati gravimetrici dei mari lunari. Nella faccia visibile della Luna questi sono costituiti di materiali pesanti che generano anomalie positive dette mascon (mass concentration) in cui la gravità è superiore alla media. Ipoteticamente quando un corpo impatta sulla Luna, la variazione di temperatura e di pressione provocata dall'impatto possono indurre un rebound dell'interfaccia mantello-litosfera e favorisce la risalita di materiale mantellico ad alta densità che produce i mascon.

Nel far side invece ci sono pochi mari lunari e, se anche quando presenti, presentano anomalie negative. Questo fa pensare che nel far side lunare al momento dei grandi impatti che formarono i bacini la litosfera fosse più spessa e più rigida e quindi fosse impedito il rebound mantellico.

Di conseguenza le misure gravimetriche di Selene suggeriscono che 4 miliardi di anni fa quando la maggior parte dei bacini si formarono, come conseguenze di giganteschi impatti, l'interno del near side era relativamente più caldo del far side a causa di un differente tasso di raffreddamento più accentuato nel lato nascosto della luna. Questo potrebbe essere dovuto a una differente composizione mineralogica o al maggiore spessore crostale lunare del far side.

5) Scoperta di Tubi di lava intatti grazie ai dati radar

Il team internazionale che ha lavorato ai dati radar di Selene ha confermato la presenza di tubi di lava multipli estesi per diverse decine di metri in profondità nelle regioni vulcaniche lunari.

Il fondo di uno di questi si troverebbe a profondità di decine di chilometri.

Questi risultati incoraggiano all'esplorazione di queste cavità sia per quanto concerne lo studio della stratigrafia lunare sia come ottimi siti per future basi lunari vista la schermatura che tali cavità offrono contro radiazioni UV e raggi cosmici. Oltre a queste principali scoperte la sonda Giaponesa ha permesso di costruire mappe composizionali dettagliate che riguardano la distribuzione dei minerali sulla superficie lunare e di realizzare modelli 3D utili per la pianificazioni di missioni future.

1.4 La Missione Lunar Crater Observation and sensing Satellite (LCROSS)

Il Lunar Crater Observation and Sensing Satellite (LCROSS) sono stati lanciati da un razzo Atlas V il 18 giugno, 2009, in un viaggio di 4 giorni verso la luna.

LRO ha trascorso i suoi primi tre anni in un'orbita bassa polare raccogliendo informazioni dettagliate sulla Luna e il suo ambiente. Dopo questa orbita iniziale, LRO passò ad un'orbita ellittica stabile, passando verso il polo sud lunare. Con una suite di sette potenti strumenti, LRO ha raccolto un tesoro di dati, apportando un contributo inestimabile alla nostra conoscenza della luna.

Il carico utile di LRO comprende infatti 7 strumenti principali che si basano su 6 grandezze fisiche misurabili.

- **RADIAZIONE** | Telescopio a raggi cosmici per gli effetti delle radiazioni

Il telescopio per raggi cosmici (CRaTER) caratterizza l'ambiente di radiazione lunare e ne determina i potenziali impatti biologici. CRaTER testa anche modelli di effetti di radiazione e schermatura, che possono consentire lo sviluppo di tecnologie protettive.

- **INFRAROSSO** | Diviner Lunar Radiometer Experiment

Diviner Lunar Radiometer (DLRE) effettua misurazioni di mappatura termica orbitale, fornendo informazioni dettagliate sulle temperature di zone superficiali e subsuperficiali (identificando trappole fredde e potenziali depositi di ghiaccio), oltre a rischi di atterraggio come terreni accidentati o rocce.

- **ULTRAVIOLETO** | Lyman Alpha Mapping Project

Lyman Alpha Mapping Project (LAMP) mappa l'intera superficie lunare nel lontano ultravioletto. LAMP cerca anche il ghiaccio superficiale nelle regioni polari e fornisce immagini di regioni permanentemente in ombra illuminate solo dalla luce delle stelle.

- **NEUTRONS** | Rilevatore di neutroni per l'esplorazione lunare

Il Lunar Exploration Neutron Detector (LEND) crea mappe ad alta risoluzione di distribuzione dell'idrogeno e fornisce informazioni sull'ambiente di radiazione lunare. LEND è usato per cercare prove di acqua ghiacciata sulla superficie della Luna e fornisce misure di radiazione spaziale utili per la futura esplorazione umana.

- **ELEVAZIONE** | Altimetro laser Lunar Orbiter

Il Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA) misura le pendenze del sito di atterraggio, la rugosità della superficie lunare e genera una mappa 3D della Luna ad alta risoluzione. LOLA identifica anche le aree quasi permanentemente illuminate e quelle permanentemente in ombra della Luna analizzando i rialzi della superficie lunare.

- **LUCE SOLARE** | Lunar Reconnaissance Orbiter Camera

La Lunar Reconnaissance Orbiter Camera (LROC) recupera immagini in bianco e nero ad alta risoluzione della superficie lunare, catturando immagini dei poli lunari con risoluzioni fino a 1 metro, e immaginando la superficie lunare a colori visibili e ultravioletti. Queste immagini forniscono la conoscenza delle condizioni di illuminazione polare, identificano potenziali risorse e rischi e consentono una selezione sicura del sito di atterraggio.

- **RADAR** | Mini-RF Technology Demonstration

L'obiettivo principale di Mini-RF technology demonstration è la ricerca di depositi di ghiaccio nell'acqua del sottosuolo. Inoltre, Mini-RF ricava immagini ad alta risoluzione di regioni in ombra permanente

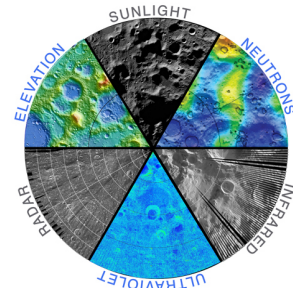


Figura 5: Le sei grandezze fisiche su cui ha operato la sonda americana LRO

Capitolo 2: Geologia della Luna

2.1 Ipotesi di formazione della Luna

Fra i primi tentativi di fornire una teoria sulla genesi lunare ricordiamo quella di George Darwin che nel 1879 suggerì la fissione di una massa planetaria gigante in due masse più piccole (la Terra e la Luna). Questa teoria resistette per circa ottanta anni, fino agli anni cinquanta del secolo scorso, quando Gerstenkorn (1955) propose la teoria della cattura gravitazionale di un corpo celeste nomade venuto a trovarsi nel raggio di attrazione terrestre. Qualche anno dopo, Schmidt ipotizzò che i due corpi si fossero formati dalla coalescenza dello stesso materiale fuso, durante la fase di raffreddamento che ha prodotto i pianeti del Sistema Solare.

L'analisi dei campioni riportati dalle missioni americane e sovietiche, nonché lo studio dei meteoriti lunari, ha portato allo sviluppo di una teoria più credibile perché basata su dati ed elementi raccolti in situ.

Hartmann e Davis (1975) insieme a Cameron e Ward (1976) hanno proposto una genesi causata dalla collisione fra la Terra e un asteroide delle dimensioni di Marte (battezzato Theia), in una fase in cui i due corpi erano ancora allo stato semi-fuso. Tale collisione ha aumentato la massa terrestre e probabilmente le dimensioni del suo nucleo; i vari frammenti fluttuanti formati a causa dell'impatto, e provenienti in gran parte dal mantello terrestre, si sarebbero quindi fusi formando la Luna. Questa teoria è supportata dal medesimo rapporto d'isotopi di ossigeno $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ delle rocce terrestri e di quelle lunari. Gli studi di Saal *et al.* (2011) su alcuni campioni lunari raccolti dalla missione Apollo 17 dimostrano la presenza di quantità di acqua contenute in sferule vetrose nei depositi piroclastici in proporzioni simili a quelle della Terra. Questa scoperta contrasta con la teoria della collisione, che prevede l'evaporazione totale di acqua e gas a causa delle alte temperature sviluppatesi con l'impatto. Inoltre, sulla Luna sono ancora presenti dei gas che ne costituiscono una tenue esosfera e che avrebbero invece dovuto volatilizzarsi durante l'impatto.



Figura 6: Rappresentazione artistica del gigantesco impatto che ha portato alla formazione della Luna.

2.2 Nuova ipotesi per la formazione della luna la Synestia

Uno studio recentemente pubblicato da Simon Lock e Sara Stewart (2018) fornisce una teoria sulla formazione della Luna che sembra risolvere alcuni problemi finora senza risposta come la presenza di elementi volatili nei minerali. Lo studio introduce il concetto di synestia per la formazione dei corpi planetari. La synestia è una nuvola toroidale di materia vorticante frutto della collisione tra due corpi planetari.

Questa nuvola di materia fusa è effimera e tende a ricompattarsi velocemente per gravità.

Lo studio vuole dimostrare che la Luna è un prodotto della synestia che stava formando la Terra. I test hanno infatti mostrato che l'impronta isotopica della Luna è praticamente identica a quella della Terra, e questo suggerisce che entrambe abbiano la stessa origine. Nel modello canonico, invece, la Luna si sarebbe formata in modo prevalente da solo uno dei due corpi che si sono scontrati (la Terra).

Il meccanismo di nuova formazione prevede precipitazioni dovute al raffreddamento delle enormi masse di vapore che compongono la synestia. Tutto comincia con un piccolo ammasso di materiale fuso che si raduna verso il centro dell'anello. Mentre la struttura progressivamente si raffredda, la roccia vaporizzata si condensa e ricade verso il centro. Una parte di questa pioggia finisce sulla Luna, accrescendola.

Secondo gli autori, a seguito di queste precipitazioni potentissime, pari a dieci volte i tornado terrestri, l'intera struttura si contrae espellendo Luna e Terra, che per gravitazione diventano una il satellite dell'altra. Gli stessi studi hanno però evidenziato che la Luna è molto meno abbondante di elementi volatili come potassio, sodio e rame rispetto alla Terra.

La soluzione potrebbe risiedere nel fatto che la Luna fosse circondata da decine di atmosfere di vapore con una temperatura tra i 2000 e i 3000 gradi, temperature che hanno fatto dissipare la maggior parte di questi elementi che abbondavano nella nube originaria di Terra e Luna.



Figura 7: Nell'immagine la rappresentazione artistica di una synestia. Condizione dalla quale, secondo recenti studi, si sono originati i corpi planetari e i loro satelliti.

2.3 Differenziazione e formazione della crosta

Anche la semplice osservazione della Luna a occhio nudo ci permette di identificare delle aree più scure (*maria* o mari) e delle aree più chiare (*highlands* o altopiani); questa differenza, descritta nel dettaglio da Keplero, è dovuta al tipo di rocce che compongono le relative zone. In particolare, i mari sono costituiti da basalti scuri mentre negli altopiani sono presenti tre tipi di rocce plutoniche chiare ricche in feldspato: le anortositi ferrifere, composte prevalentemente da plagioclasio con calcio e alluminio, una suite ricca in magnesio costituita da noriti troctoliti e duniti, e particolari rocce denominate KREEP, ricche di elementi incompatibili (KREEP è un acronimo di potassio K, fosforo P e terre rare REE) (si veda Jaumann et al., 2012 e referenze ivi citate).

La natura di queste rocce (in termini di contenuto mineralogico, densità e modalità di cristallizzazione) ha fatto ritenere che queste si fossero differenziate da un oceano magmatico, profondo almeno fra 250 e 1000 km, per andarsi a distribuire su vari livelli. In particolare, l'anortite è meno densa e galleggia sulla superficie del magma, mentre olivine e pirosseni affondano, accumulandosi all'interno del magma (Wood, 1970). Fra le prove che corroborano questa ipotesi vi è la presenza diffusa di plagioclasii (in media 75%) sulla crosta lunare. Inoltre, la presenza dei KREEP, i cui mutui rapporti percentuale restano costanti in tutti i campioni, fanno pensare ad un arricchimento (residuo) avvenuto da una singola fonte. La crosta lunare si sarebbe formata 4.4 miliardi di anni fa.

Un altro fattore indicativo che le diverse rocce sulla Luna provengano da un unico oceano magma primordiale è dato dall'anomalia dell'europio; questa è infatti positiva nei plagioclasii delle rocce plutoniche (nelle *highlands*) e negativa nei plagioclasii delle rocce basaltiche (nei *maria*) – segno che le rocce che formano gli altopiani si sono formate prima, causando una diminuzione della concentrazione dell'europio (rispetto alle altre terre rare) nel magma che andrà poi a formare i basalti Warren (1986). Nonostante la teoria dell'oceano di magma sia diffusamente accettata presso la maggioranza degli accademici, esistono degli studi che hanno proposto la teoria alternativa del magmatismo seriale. Gli autori di questa teoria propongono la formazione delle anortositi attraverso intrusioni, provenienti da diverse camere magmatiche, in una crosta primordiale (Longhi e Ashwal, 1985).



Figura 7b: Impressione artistica del magma ocean lunare a 4.5 Ga

2.4 Il processo di craterizzazione

L'intera superficie della luna è dominata da crateri di impatto di varie dimensioni il cui processo di formazione può essere studiato tramite diverse ricerche quali: studi teorici e sperimentali delle onde di impatto (Melosh, 1989), produzione sperimentale di piccoli crateri (e.g., Gault e al., 1968; Gault, 1973; Holsapple e Schmidt, 1982, 1987; Roddy e al., 1977) e studio geologico di strutture di impatto terrestre (Shoemaker, 1963; Dence, 1968; Dence e al., 1977; Grieve e Cintala, 1981; Grieve e al., 1981; Schultz e Merrill, 1981; Stöffler e al., 1988).

Il termine generale "cratere d'impatto" è usato per indicare più propriamente un cratere d'impatto iperveloce, ovvero la struttura che si forma quando un proiettile cosmico di dimensioni e compattezza sufficienti a penetrare l'atmosfera terrestre con una modesta decelerazione impatta sulla superficie con una velocità molto elevata (>11 Km/s). Un impatto iperveloce genera intense onde d'urto che dal punto d'impatto si irradiano verso l'esterno a velocità che possono superare i 10 km/s, pertanto superiori alla velocità del suono nelle rocce impattate (>1km/s). Le massime pressioni di shock possono raggiungere diverse centinaia di GPa. Man mano che si espandono le onde d'urto mettono in movimento un grande volume di roccia impattata, scavando così il cratere transiente.

La formazione di un cratere da impatto da onde d'urto e la modifica immediata del cratere appena formato dalla forza di gravità fanno parte di un processo complesso e continuo. Tuttavia, è possibile suddividere questo processo in tre stadi distinti, ciascuno dominato da forze e meccanismi diversi: contatto, escavazione e stadio di modificazione (Gault e al., 1968).

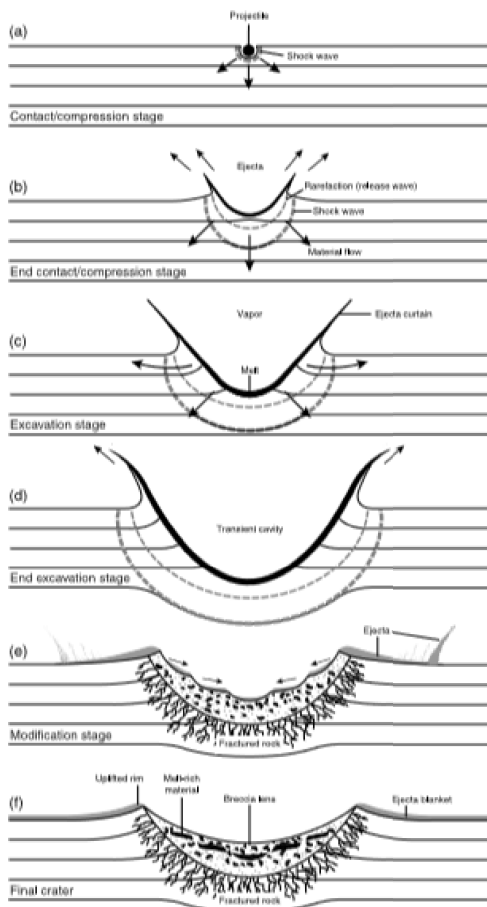


Figura 8: L'immagine tratta dal libro *Traces of Catastrophe* (French, 1998) riassume le fasi principali del processo di craterizzazione.

Contatto

Il contatto inizia quando il proiettile impatta e origina delle onde di compressione e termina quando le onde di rarefazione che le seguono toccano il tergo del corpo impattante

Escavazione

La parte inferiore del target va incontro a delle profonde deformazioni, mentre la parte superiore viene espulsa sotto forma di ejecta. Per quanto riguarda il proiettile per impatti iperveloci esso viene completamente vaporizzato.

Modificazione

Consiste sostanzialmente in tre effetti: collasso delle pareti del cratere, riempimento tramite collassi delle pareti del fondo e rebound della parte centrale.

La misura in cui il cratere transiente viene alterato durante la fase di modifica dipende dalla sua dimensione e secondariamente dalla struttura e dalle proprietà della roccia bersaglio.

Piccoli crateri (<60 kms) sono alterati principalmente dal collasso delle loro pareti superiori, e la forma del cratere finale è poco cambiata rispetto a quella del cratere transiente.

Per crateri superiori ai 60 km sulla Luna le modifiche possono comportare importanti cambiamenti strutturali quali sollevamento della parte centrale del pavimento e maggiore collasso periferico delle pareti.

A seconda della misura in cui il cratere viene modificato, si possono formare tre distinti tipi di strutture d'impatto: crateri semplici, crateri complessi e bacini a anelli multipli.

Crateri semplici

Le strutture d'impatto più piccole si presentano come depressioni a forma di "scodella" (crateri semplici) di alcuni chilometri di diametro. L'evoluzione di un cratere semplice è caratterizzata da un modesto collasso delle ripide pareti superiori della cavità formata dal cratere e dalla redistribuzione di una piccola quantità di materiale espulso nel cratere. Di conseguenza, il diametro del cratere può aumentare fino al 20% rispetto al cratere transiente (Melosh, 1989). Durante la modifica, il cratere viene immediatamente riempito fino a metà della sua profondità originale da una miscela di ejecta, ovvero detriti eiettati dall'impatto e depositati, e di detriti franati dalle pareti. Questa unità di riempimento dei crateri, denominata breccia di riempimento, è una miscela di frammenti di roccia integra, e frammenti di roccia semisolida (fusione da impatto).

A seconda della storia geologica successiva all'impatto, la breccia di riempimento può essere erosa o può essere coperta e preservata da un riempimento successivo.

Crateri complessi

Le strutture d'impatto più grandi, così detti crateri complessi, mostrano una forma da un pavimento generalmente piatto, una regione sollevata centralmente e un ampio collasso dei bordi verso l'interno (Dence, 1968; Grieve e al., 1977, 1981; Grieve, 1991).

Per le strutture terrestri, la transizione tra crateri semplici e complessi avviene con un diametro di circa 4 km in rocce cristalline massicce, ma solo a circa 2 km in rocce sedimentarie.

Tuttavia, questi valori si applicano solo ai crateri terrestri: il diametro di transizione varia inversamente all'accelerazione gravitazionale ed è pertanto diverso su differenti pianeti. Nella Luna la transizione da semplici a complessi avviene ad un diametro di 60 km circa. Il rebound delle rocce profonde, al di sotto del centro del cratere, produce una zona di sollevamento detta "picco centrale" (Dence, 1968; Grieve e al., 1981). Allo stesso tempo, le rocce situate nella parte distale del cratere transitorio collassano verso il basso e verso l'interno, mentre faglie concentriche accomodano il materiale del pavimento formando fosse concentriche (grabens ad anello) e una serie di terrazze lungo i margini esterni della struttura finale. Specifici studi su strutture d'impatto formate in rocce sedimentarie hanno determinato l'effettivo sollevamento di marcatori stratigrafici chiave (per esempio, Milton e al., 1972; Grieve ed altri, 1981; Grieve e Pilkington, 1996). In particolare si è stabilito che la quantità di uplift stratigrafico effettivo nelle strutture d'impatto è di circa un decimo del diametro finale della struttura. Sia gli studi teorici che quelli sul campo indicano che i sollevamenti centrali si formano in pochi minuti, quasi istantaneamente secondo gli standard geologici, anche nelle strutture più grandi (Melosh, 1989).

Gli studi teorici suggeriscono anche che i sollevamenti centrali di strutture di 200-300 km in diametro, come Vredefort (Sud Africa), si formano in meno di 15 minuti (Melosh, 1989; Turtle e Pierazzo, 1998). A più grandi diametri del cratere, le strutture risultanti, e specialmente l'area centrale sollevata, diventano ancora più complicate. Man mano che la dimensione del cratere aumenta, il carattere del sollevamento centrale cambia e il singolo picco centrale viene progressivamente sostituito da una serie più complessa di anelli e bacini concentrici. Almeno tre tipi di strutture d'impatto complesse possono essere distinte con l'aumento del diametro del cratere: central peak structures (strutture a picco centrale), central-peak-basin structures (strutture picco-bacino), and peak-ring basin structures (strutture a picco e anelli) (Grieve et al., 1981; Melosh, 1989; Spudis, 1993).

Come suggeriscono i termini, queste strutture sono caratterizzate dallo sviluppo iniziale di un bacino a picco centrale e infine dalla conversione completa dell'area del picco centrale in una o più strutture ad anello. Queste distinzioni, e i diametri di transizione a cui si verificano, sono state stabilite in modo più chiaro su corpi privi di atmosfera come la Luna, dove i crateri tendono a preservarsi (Taylor, 1982, 1992; Melosh, 1989; Spudis, 1993).

La transizione tra una struttura a picco centrale e una struttura a central peak basin che sulla Terra si verifica a circa 20-25 km, sulla Luna si verifica a circa 150-200 km.

In Figura 13 i laghi Clearwater (Canada) occupano le depressioni quasi circolari di due crateri da impatto. Il cratere orientale e quello occidentale sono rispettivamente di 26 km e 36 km di diametro. Si ritiene che gli impattori potessero essere legati gravitazionalmente come in un asteroide binario e che pertanto i crateri si siano formati simultaneamente (Dence et al., 1965, Hamilton, 1978).



Figura 9: Foto satellitare dei Clearwater Lakes in Canada. Secondo alcune teorie si sarebbero formati a seguito dello schianto di un corpo asteroidale dotato di un proprio satellite.

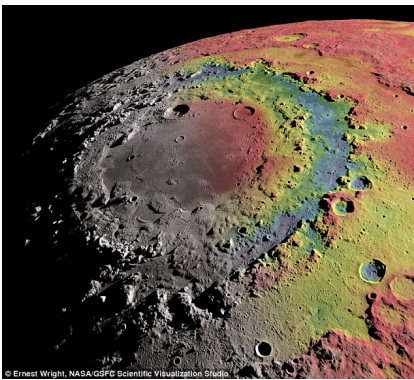
Multiring basin

Le più grandi strutture di impatto planetario finora identificate hanno un diametro di poche centinaia di chilometri fino a oltre 1000 km (Merrill, 1981; Melosh, 1989, Spudis, 1993). In contrasto con le strutture d'impatto minori, le grandi strutture sono composte da più anelli concentrici separati da faglie normali. Denominati bacini ad anelli multipli (multiring), sono definiti come strutture che hanno due o più anelli interni oltre al bordo esterno della struttura. I bacini ad anelli multipli sono stati prodotti dall'impatto di proiettili da decine a centinaia di chilometri di diametro, e risalgono principalmente a un periodo iniziale del sistema solare ($> 3,9$ Ga), quando gli impattori di grandi dimensioni erano più abbondanti e le collisioni più frequenti. I bacini ad anelli multipli si osservano meglio su pianeti con superfici antiche ben conservate, come la Luna, Mercurio, parti di Marte e alcune delle lune di Giove. Il Mare Orientale, sulla Luna, con un diametro di almeno 900 km, è uno dei bacini ad anelli multipli più importanti e conosciuti, ma ne esistono anche di più grandi, come il Valhalla Basin ($D \sim 4000$ km) sulla Luna ghiacciata di Giove, Callisto. Inoltre, ci sono numerosi grandi bacini nel Sistema Solare che non mostrano una struttura multiring pronunciata, probabilmente perché sono stati profondamente erosi o parzialmente riempiti da colate vulcaniche. Questi includono il Bacino di Caloris (Mercurio; $D = 1300$ km), il Bacino di Argyre (Marte; $D > 900$ km) e il Bacino Sud Pole-Aitken recentemente identificato sulla Luna ($D \sim 2500$ km).

Sulla Luna, la transizione verso bacini ad anelli multipli avviene a diametri di circa 400-600 km.

Poiché i diametri di transizione per le diverse forme di cratere variano in modo inversamente proporzionale alla gravità planetaria, quest'osservazione implica che i bacini ad anelli multipli dovrebbero iniziare a formarsi sulla Terra a diametri superiori a circa 100 km. Poiché le poche strutture d'impatto terrestri in questa gamma di dimensioni sono state profondamente erose o sepolte non è stato ancora possibile dimostrare chiaramente che sulla Terra siano presenti bacini ad anelli multipli. I pochi possibili candidati sono Manicouagan (Canada, 100 km), Popigai (Russia, 100 km), Vredefort (Sud Africa, > 200 km), Sudbury (Canada, > 200 km) e Chicxulub (Messico, > 180 km). (Sharpton et al., 1993, 1996; Morgan et al., 1997). Non è chiaro se la transizione tra strutture d'impatto più piccole e bacini ad anelli multipli sia uno sviluppo naturale legato al diametro del cratere (Herrick et al., 1997), o se i bacini ad anelli multipli si formino solo in condizioni speciali, ad es. in presenza di uno strato viscoso (astenosfera) all'interno del pianeta (vedi Melosh, 1989, pp. 176-180).

In Figura 10 si osserva uno dei maggiori bacini ad anelli multipli del Sistema Solare, il Mare Orientale (D = 930 km),



che si trova a confine tra il lato lunare rivolto a Terra (a destra) e il lato lunare nascosto. La struttura, formata circa 3,8 miliardi di anni fa, è delimitata da un anello esterno di circa 930 km di diametro (Cordillera Mountains), e anelli interni con un diametro di 620, 480 e 320 km che possono essere facilmente distinti.

Nell'immagine vengono mostrate le anomalie gravitazionali: il rosso corrisponde agli eccessi di massa e il blu ai deficit di massa rispetto a un certo valore di riferimento.

Figura 10: Nell'immagine le anomalie gravimetriche del mare Orientale.

2.5 I Maria Lunari

Fino all'avvento del cannocchiale, le macchie scure della superficie visibile della Luna furono ritenute grandi bacini acquiferi, analoghi lunari di laghi e mari terrestri. Tutt'oggi, il nome convenzionale mare è rimasto per indicare le varie macchie lunari.

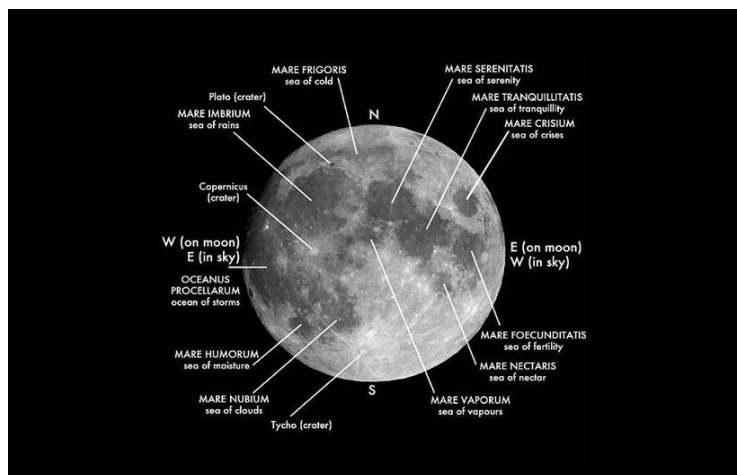


Figura 11: Nell'immagine i principali mari del "near side" la parte della Luna rivolta verso la terra. Da notare come la parte orientale della Luna corrisponda in realtà, per un osservatore posto sulla superficie del satellite a quella occidentale e viceversa.

Genesi dei Maria Lunari

Sulla genesi e sulla colorazione dei mari lunari spiccano le spiegazioni di Loewy e Poiseux 1885 secondo i quali durante il processo di solidificazione dell'interno della massa lunare si ebbero successive subsidenze di larghe zone della soprastante crosta e che, in seguito attraverso le fratture, fecero fuoriuscire un'ingente quantità di lava. Mentre le terre lunari comunemente chiamate Highlands sono infatti composte per lo più di Anortosite, i mari sono letteralmente ricoperti di colate basaltiche quindi i i selenologi passati non si sbagliavano. .

Piu' propriamente i maria si formano a seguito degli impatti che formano i grandi bacini in un successivo momento:. Il grande impatto scatena sia una parziale fusione del substrato colpito con formazione di impact melt sia una depressurizzazione del mantello sottostante che, privato in pochi secondi di una pesante quantità di crosta, a bassa densità, escavata dall'impatto, favorisce la fusione e la successiva risalita di grossi quantitativi di densa lava che si riversa nel bacino (Wieczorek et al., 2001)

L'evidenza del riempimento basaltico dei bacini, oltre che dai campionamenti delle prime missioni Apollo, è messa in luce dai dati gravimetrici che evidenziano al centro dei principali mari Lunari delle anomalie corrispondenti a Concentrazioni di massa non all'equilibrio isostatico. Questi Mascon sono facilmente individuabili dai dati GRAIL come anomalie positive di forma circolare che evidenziano materiale a densità maggiore rispetto alle terre lunari che hanno causato una risalita mantellica a causa dell'impatto.

I basalti lunari sono concentrati sul near side lunare maggiormente nei bacini ricoprendo un'area pari al 17% della superficie lunare totale ($7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) (Head, 1976; Wilhelms et al., 1987; Head e Wilson, 1992). Il near side lunare sarebbe più attivo vulcanicamente del far side (Wieczorek e Phillips 2000) poiché la concentrazione degli elementi radioattivi K, U e Th, in una profondità che va da 60 a 500 km, potrebbe essere più abbondante che nel far side e potrebbe aver favorito una fusione del mantello ultramafico (ad es. Wilhelms et al., 1987; Hiesinger and Head, 2006).

La stratificazione in basalti dei maria può essere studiata in dettaglio in alta risoluzione con i dati DEM Kaguya-Selene / TC e LROC. Grazie a fosse nella superficie dei maria che possono avere un diametro di 100-150 m (Haruyama et al., 2010; Robinson et al., 2012) e che ricordano i lucernari nei tubi di lava delle Hawaii è stato possibile rilevare strati di basalto spessi 10-15 m che assieme dovrebbero costituire eventi spessi anche centinaia di metri (Robinson et al., 2012). Altri sottili strati di basalto erano stati rivelati dagli astronauti della missione Apollo 15 presso rima Hadley e sulla parete interna di diversi crateri (Ashley et al., 2012; Robinson et al., 2012).

Rima Hadley è parte di un canale di lava detti *Sinuuous Rille* che solcano la superficie lunare come fiumi erodendo il substrato.

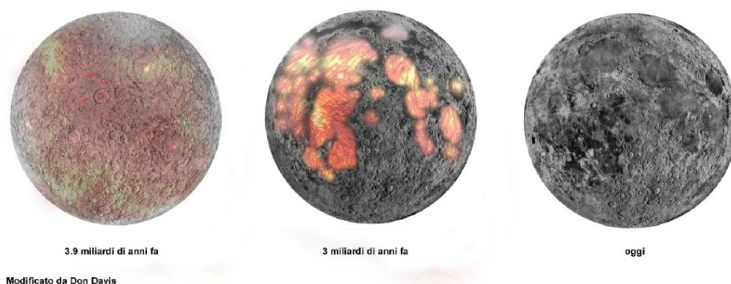


Figura 12: In figura una rappresentazione modificata da Don Davis sull'evoluzione della Luna dal momento della sua formazione. La fase collocata circa a 3 Ga sarebbe quella che ha portato alla formazione dei Maria lunari.

L'evoluzione che segue poi il bacino è legata alla Tettonica di Bacino che vede il collasso dei bacini sotto il carico delle lave eruttate con la formazione di strutture distensive ai margini e faglie compressive dette Wrinkle ridges più all'interno. In alcuni casi durante l'impatto si generano graben radiali al bacino come nel caso della Alpine Valley.

Il vulcanesimo lunare all'interno dei maria è stato caratterizzato principalmente da un'attività effusiva con ratei di proporzioni mai viste sulla terra: fiumi e tubi di lava larghi centinaia di metri e lunghi diverse dozzine di chilometri.

Recentemente all'interno dei maria sono stati segnalati anche possibili vulcani a scudo i cui fianchi presentano inclinazioni più basse di quelle terrestri (dell'ordine del grado) e sono difficili da vedere se non con l'aiuto di precise misurazioni mediante l'uso di laser altimetri. Tali vulcani sono legati sia ad attività effusiva che a carattere esplosivo, facilitata dalla scarsa pressione atmosferica. L'evoluzione delle serie magmatiche si spinge al massimo fino alle Andesiti per mancanza di fasi volatili ma in certe regioni, come nei pressi di Gruthuisen, raggiunge alti tenori in silice e quindi una discreta viscosità delle lave che sono quindi in grado di generare edifici vulcanici con alti angoli di riposo.

Mari Occidentali

I mari sono prevalenti nell'emisfero settentrionale e salvo qualche eccezione, sono sempre in contatto tra loro. La superficie di essi rappresenta i due quinti circa dell'emisfero lunare visibile. Uno dei mari più piccoli, quello cosiddetto delle Crisi, è completamente isolato. A sud ovest del Mare Crisium, si trovano il Mare Fecunditatis, il Mare Tranquillitatis, il Mare Serenitatis, il Mare Imbrium e infine il mare oggetto di questa tesi, il Nectaris, che si trova nell'emisfero meridionale subito sotto l'equatore lunare.

Il mare Mare Fecunditatis e il Mare Nectaris, giacciono affiancati al limite dell'equatore lunare.

All'interno del Mare Fecunditatis si notano due crateri, Vendelinus e Langrenus, mentre il margine esterno non è ben definito da particolari elevazioni come nel caso del Mare Nectaris, sui margini del quale sono visibili i crateri di Fracastorius, Theophilus, Cyrillus e Catharina.

Il Mare Nectaris, presenta un certo interesse per lo studio della selenologia poiché vi si possono rilevare gli stadi successivi al periodo iniziale di formazione dei maria lunari (A.Fresa 1943).

Il bacino del Nectaris non si è formato come la maggior parte degli altri bacini lunari in era Pre-nettariana ma successivamente segnando l'inizio del periodo Nettareiano.

Nella parte occidentale dell'emisfero meridionale i mari sono assenti.

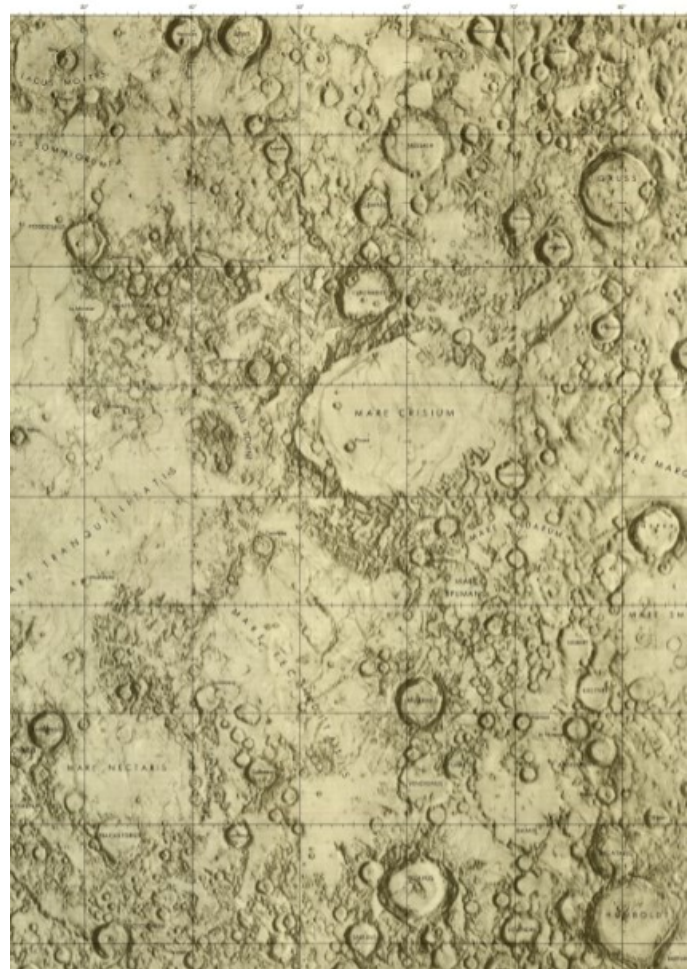


Figura 13: Carta topografica del lato occidentale del near side lunare.

2.6 Tettonica Lunare

La Luna a differenza della Terra è un corpo planetario a placca unica. I lineamenti tettonici riconoscibili dalle immagini satellitari sono legati a; stress indotti dagli impatti di meteoriti, stress indotti dal carico di basalti all'interno dei bacini di impatto, forze di marea ed effetti termici (Hiesinger e Head, 2006).

L'instabilità gravitazionale causata dalle enormi quantità di lava all'interno dei bacini d'impatto causa degli sforzi tettonici che sono accomodati nel bacino da una compressione nella parte interna del bacino che si manifesta in una serie di faglie compressive denominate "WrinkleRidges" e da un'estensione ai margini del bacino che si manifesta sotto forma di Graben distribuiti concentricamente.

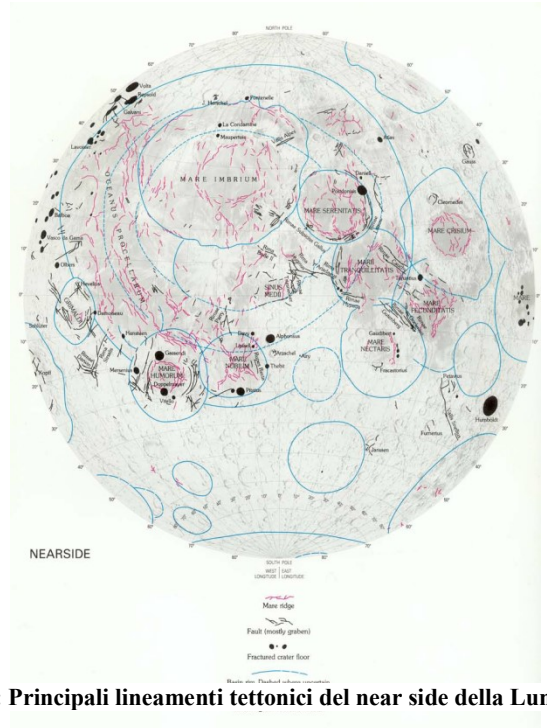


Figura 14: Principali lineamenti tettonici del near side della Luna

Graben

In geologia strutturale indica una fossa tettonica, ovvero una porzione di crosta terrestre sprofondata a causa di un sistema di faglie dirette (o normali) in regime tettonico distensivo.

Nella Luna sono di due tipi:

- I Graben concentrici sono dovuti al collasso dei bacini al seguito del riempimento da parte di lave basaltiche nelle ultime fasi di evoluzione. Per questo si trovano in genere ai margini dei bacini e tagliano sia Highlands che i Maria.

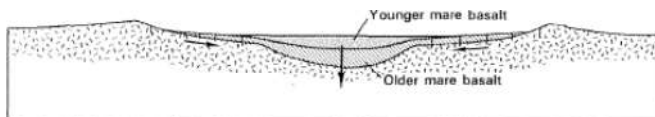


Figura 15: rappresentazione schematica del processo di formazione dei graben e dei mare ridges lunari.

I Graben radiali, rispetto a quelli concentrici, sono in genere legati ai primi stadi di formazione del bacino, quando il mantello risale una volta che l'impatto è avvenuto. Tale processo provoca una distensione radiale al bacino e non concentrica come nel caso del collasso. L'Alpine Valley radiale al mare Imbrium è lunga 200 Km ed è il miglior esempio di questo tipo. Nel caso di faglie distensive radiali al bacino che tagliano i Maria si deve invece supporre qualche riattivazione mareale di strutture preesistenti.

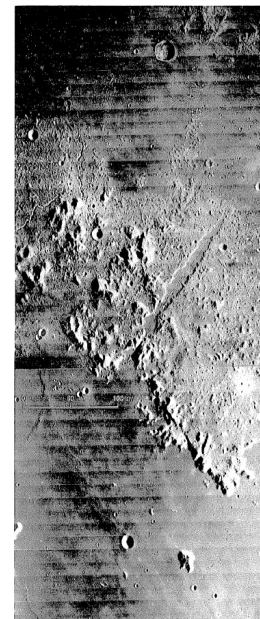


Figura 16: nell'immagine l'alpine valley un graben radiale del mare Imbrium.

Wrinkle ridges

Queste forme sono caratterizzate da un rilievo spesso asimmetrico ed ampio che arriva a 25 Km di larghezza e 500 m di altezza. Spesso sono sormontate da più piccoli rilievi crenulati di 200 m di ampiezza e fino a 100 di altezza. Sono esclusivamente confinati ai maria e ed ai loro margini. La loro origine è dibattuta. Una prima ipotesi li vede come espressione di grandi dicchi di estrusione.

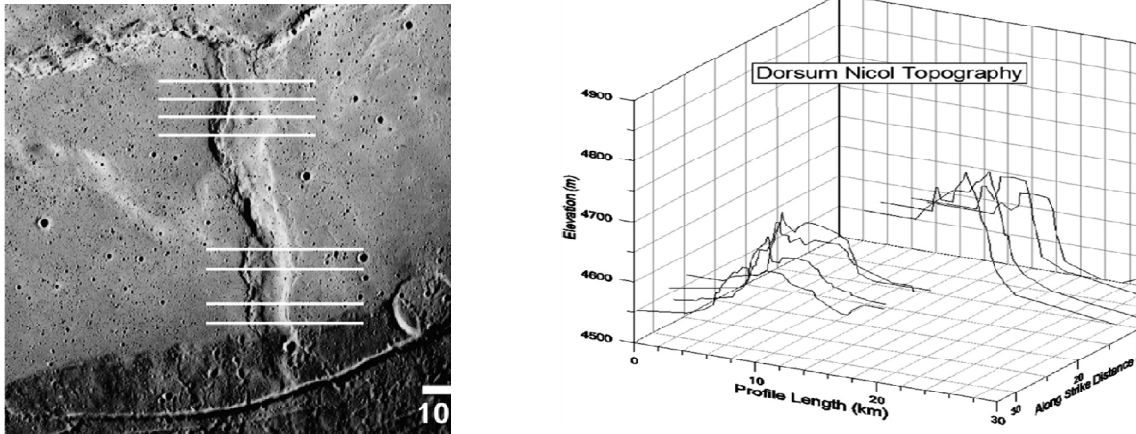


Figura 17: A sinistra un wrinkle ridges lunare, a destra i relativi profili topografici.

Una seconda più accreditata ipotesi li correla a tettonica per subsidenza dei Maria. In un pianeta a placca unica infatti il collasso del bacino richiede un'accomodazione tettonica compressiva nelle parti più interne del bacino Thomas R. Watters (2010).

Lunar Lobate scarps

Le lobate scarps sono interpretate come espressione di sovrascorrimenti e sebbene rare sono presenti sia nelle Highland che nei Maria, in alcuni casi sono state registrate continuità tra wrinkle ridge all'interno delle smooth plains dei bacini. Data la loro presenza non vincolata alla tettonica dei bacini tali strutture sono state interpretate come risultato della contrazione globale del pianeta Thomas R. Watters (2010).

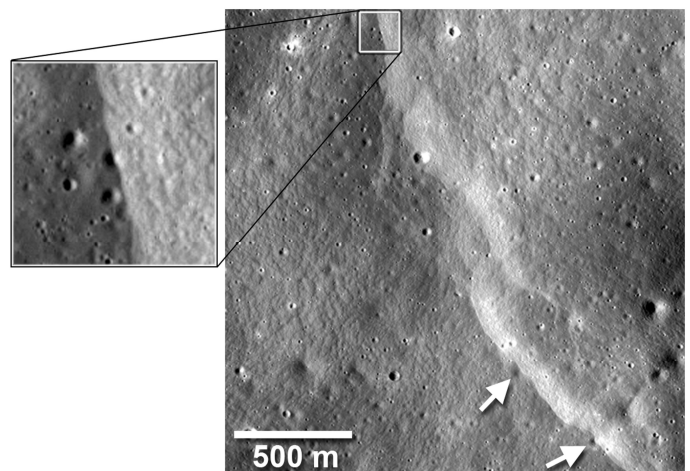


Figura 18: fotografia di una lunar lobate scarps nei pressi del cratere Mandel'shtam

2.7 Processi vulcanici e formazione dei duomi lunari

In accordo con l'ipotesi corrente, la Luna si è formata quando un corpo delle dimensioni di Marte impattò sulla proto-Terra in formazione (Vaniman et al., 1991). Assumendo che entrambi gli impattori avessero un nucleo metallico e un mantello silicatico, la maggior parte del materiale eiettato durante la collisione sarebbe stato costituito, per lo più, da silicati. Questo spiegherebbe perché la Luna presenta una densità media di 3.34 g/cm^3 decisamente inferiore della Terra (5.51 g/cm^3) e indicherebbe che il nucleo metallico lunare è di piccole dimensioni (240 km di raggio). Dopo il catastrofico impatto la proto-Luna si sarebbe aggregata vicino all'orbita terrestre costituendo sulla sua superficie uno strato fuso spesso dai 250 a 1000 km comunemente denominato "oceano magmatico" (*magma ocean*). Quest'oceano silicatico fuso si sarebbe chimicamente differenziato in materiali a più bassa densità come i plagioclasti, che avrebbero galleggiato in superficie, e materiale più pesante come pirosseni, olivine e ilmenite, i quali si sarebbero depositati sul fondo sotto forma di aggregati cumulitici. Dopo la solidificazione dello strato superiore ricco di plagioclasto, una fusione parziale degli strati più densi sottostanti avrebbe favorito la presenza di un esteso vulcanesimo di matrice basaltica sulla superficie della Luna (Vaniman et al. 1991).

Il processo di estrusione magmatica trasporta la lava in superficie dove, questa risalendo può portare a violente esplosioni causate dalla separazione della fase gassosa dal magma a seguito di una violenta depressurizzazione altrimenti, se il magma non contiene una discreta quantità di volatili, scorre in superficie creando canali di lava. Un altro particolare caso di eruzione avviene quando il fuso magmatico non riesce a raggiungere la superficie e quindi s'incunea nelle stratificazioni rocciose deformandole sotto l'azione di una forte pressione (processo intrusivo). Questi processi generano differenti edifici vulcanici nella Terra; il processo effusivo genera vulcani a scudo, quello intrusivo che piega e deforma le rocce genera i cosiddetti laccoliti (Lipman 2000).

Il magma di solito proviene dalla base della crosta o dal mantello (Head and Wilson 1996). Quando il magma fuoriesce da un preciso punto sulla superficie, il materiale si distribuisce in maniera radiale a formare un edificio vulcanico: questa procedura è chiamata eruzione centrale; se invece il magma giunge in superficie da un'estesa frattura crostale prende il nome di eruzione fessurale.

Il magma riesce a raggiungere la superficie come conseguenza della sua bassa densità rispetto ai materiali superficiali, inoltre il magma può essere sovra pressurizzato a causa della forte espansione termica che si genera a grosse profondità (Wilson and Head 1996). Tutto ciò è inoltre influenzato dalle proprietà strutturali dei materiali in cui il magma scorre e si muove, per esempio la formazione di un dicco può fermarsi sotto la superficie se incontra una buona resistenza, o spingersi fino al suolo generando un'eruzione di lava.

Se la profondità alla quale il dicco risale è di 1-2 km, le forze estensionali deformano la crosta portando alla formazione di un graben (Wilson and Head 1996, 2000). Secondo Wilson e Head (1996) simili eventi sono avvenuti in passato sulla superficie del nostro satellite e sono testimoniati dalla presenza di graben affiancati a tipiche strutture di flusso di lava denominati "Rilles".

In accordo con le analisi di laboratorio dei campioni lunari, la composizione delle rocce dei maria lunari è mafica (basaltica) e ricca di ossidi metallici come FeO, MgO e CaO mentre il loro contenuto in silice (SiO_2) è basso (Basaltic Volcanism Study Project - BVSP 1981). Murase e McBirney (1970), fondendo campioni sintetici, determinarono una bassa viscosità dei basalti lunari, nell'ordine di Pa/s (simile all'olio motore). In contrasto con questo risultato, la densità delle lave ad alto contenuto di silice, presenti sulla Terra, come le rocce andesitiche e riolitiche mostrano valori di viscosità di diversi ordini di grandezza superiore. Questo dimostra che più cresce il contenuto di silice più la lava diventa viscosa (Rosi et al. 1999).

Nella Terra, bassi e piatti edifici sono formati da lave basaltiche come i noti vulcani a scudo delle Hawaii mentre lave più viscosi generano vulcani con fianchi più ripidi e di elevazioni maggiori (Whitford-Stark e Head 1997). Nella Luna i duomi vulcanici nelle regioni dei mari assomigliano ai vulcani a scudo terrestri a causa delle loro modeste elevazioni e basse pendenze, sono quindi formati da lave basaltiche a bassa viscosità (Head e Gifford 1980). Qualche duomo lunare però, come quelli nelle vicinanze della regione attorno a Gruthuisen and Marian, presenta fianchi scoscesi e discrete elevazioni. Un'analisi spettroscopica nell'infrarosso eseguita da Kusuma et al. (2012) rivela per questi duomi un alto contenuto in silice che indicherebbe la loro formazione a partire da lave ad alta viscosità in cui si sarebbero succedute diverse fasi di eruzione (Wilson e Head 2003).

Minerali basici, specialmente i pirosseni, ricoprono le regioni dei mari lunari ma sono anche in parte presenti nelle zone continentali. Il pirosseno ad alto contenuto di Calcio, chiamato clinopirosseno, è molto abbondante nella maggior parte dei mari (BVSP 1981) mentre il pirosseno a basso contenuto di calcio, denominato ortopirosseno, è presente principalmente nelle regioni continentali della Luna soprattutto nei picchi centrali dei grossi crateri come per esempio quello evidenziato da Tompkins et al (1994) nel cratere Bullialdus. Altri minerali comuni sono le olivine, le quali sono comunemente osservate in soluzione solida di Fe_2SiO_4 (fayalite) e Mg_2SiO_4 (forsterite) (King and Ridley 1987). Un'altra fase mineralogica abbondante è l'ilmenite (FeTiO_3). Tutti i basalti lunari presentano un alto contenuto di ferro, mentre l'abbondanza in titanio ne distingue profonde variazioni a scala regionale (BVSP 1981).

Per quanto concerne la datazione dei mari lunari mediante il metodo della conta dei crateri, Hiesinger et al. (2003) essi stimano che la maggior parte dei basalti ricchi in titanio sono stati eruttati tra i 3.85 e i 3.55 miliardi di anni fa (Ga), mentre i basalti a basso contenuto di titanio sarebbero relativamente più recenti con una finestra eruttiva che va da 3.45 a 3.15 Ga. Tuttavia alcune unità dell'Oceano delle Tempeste presentano età giovanissime intorno a 1.2 Ga.

Durante la prima fase dell'eruzione nei mari lunari, la lava era caratterizzata da basso contenuto in silice e alta temperatura, possedendo quindi una bassa viscosità. I flussi di lava presentavano una larghezza di decine di metri e una lunghezza di centinaia di km (Horz et al. 1991). Nel corso del tempo il magma si raffreddò e, a causa di questo, la sua viscosità aumentò diminuendone l'effusione. Come conseguenza sulla superficie dei vulcani a scudo dalla morfologia piatta compaiono le caratteristiche bocche eruttive denominate *vents* (Head e Gifford 1980). La maggior parte dei duomi effusivi lunari sono caratterizzati da una morfologia piatta e alcuni di essi presentano buchi più o meno allungati sulla superficie. Fessure o catene di *vents* sono state osservate nel dorso di alcuni duomi lunari.

E' raro trovare associato ai duomi *sinuous rilles* o depositi piroclastici (Head and Gifford 1980) poiché i canali di lava sono in genere associati a grossi volumi di lava a bassa densità mentre i depositi piroclastici sono il risultato di un'eruzione di tipo esplosivo (Horz et al. 1991). Tuttavia alcuni duomi lunari sono presenti nelle immediate vicinanze di strutture tettoniche particolari come *Rupes Cauchy* nel mare della Tranquillità (Head e Gifford 1980). Secondo il meccanismo proposto da Head e Wilson (1996), l'ascesa dei dicchi da basse profondità sotto la superficie favorirebbe la formazione di *rilles* lineari e *graben*. Un esempio calzante è *Rima Hyginus*, lungo il quale, le cavità formate presumibilmente da un'eruzione di degassamento, si sono disposte in una configurazione lineare (Giguere et al. 2010). Altri particolari coni come *Isis* e *Osiris* nel mare della serenità, secondo Weitz e Head (1999), si sono formati con un simile processo eruttivo.

Sinuuous rille e Lava Tubes

I Sinuuous Rille o Rille sono i resti di antichi canali di lava lunari, in particolare i Sinuuous si presentano come depressioni meandriciformi nei maria lunari e in alcuni floor dei crateri complessi. La formazione di un Sinuuous Rille richiede stili di eruzioni magmatiche caratterizzate da alti tassi di effusione e lunga durata del processo, da mesi ad anni (ad es. Carr, 1974; Wilson and Head, 1981; Williams et al., 2000; Hurwitz et al. , 2012).

I fiumi di lava che li percorrevano possedevano alte temperature superiori ai 1400 gradi, il loro flusso era turbolento ed erosivo .Al contrario un flusso di lava costruttivo forma tubi di lava "*Lava Tubes*" e non richiede né un carattere turbolento, nello scorrere, ne un eruzione di lunga durata (ad es. Carr, 1974).

I Sinuuous Rille e i Lava Tubes lunari, sono molto più lunghi e larghi di quelli terrestri per via dell'alta temperatura, bassa viscosità e bassa gravità delle loro lave , essi sono liberi di scorrere fino a oltre 1400 Km.

A differenza di quelli terrestri che scorrono in media 10 km.

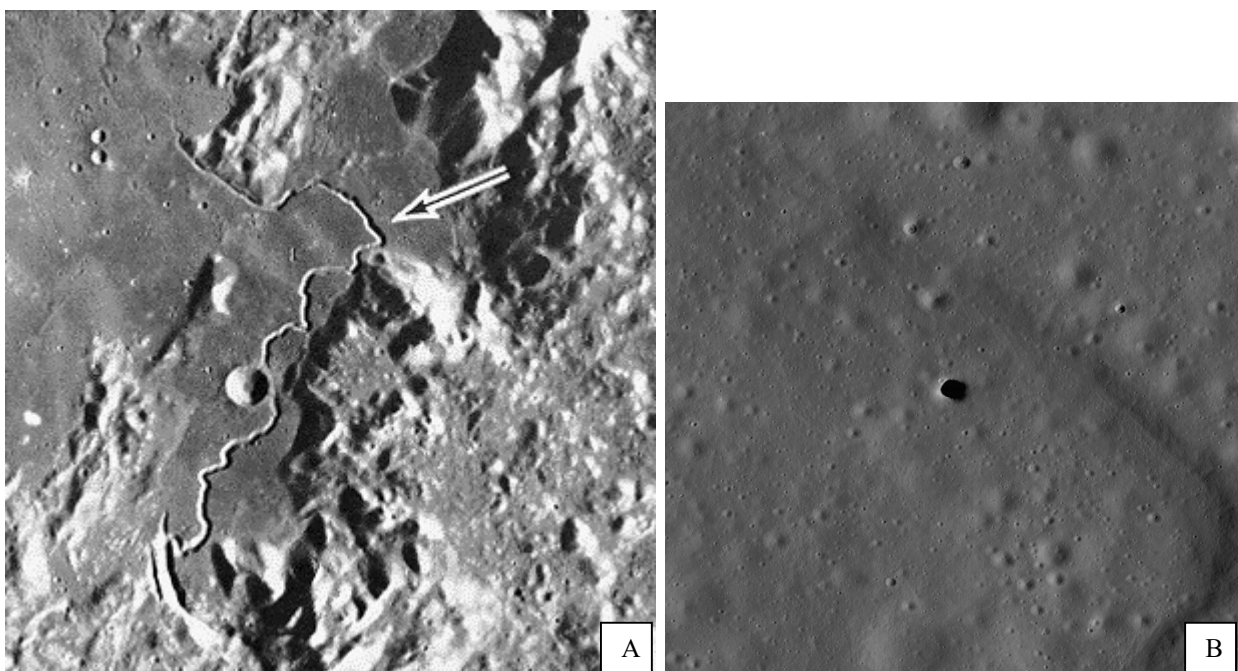


Figura 18a: In A Hadley Rille sul bordo sud-est del Mare Imbrium. È abbastanza noto perché gli astronauti dell' Apollo 15 sono andati lì, Ha una lunghezza di oltre 120 km. È alto fino a 1500 m ed è profondo oltre 300 metri. Si è formato quasi 3,3 miliardi di anni fa. Al contrario, i canali di lava sulle Hawaii sono di solito meno di 10 km lunghezza e sono solo 50-100 m di larghezza. In B uno lava tube nei pressi del cratere Marius, al centro una cavità generata dal collasso della parete esterna-

Parametri fisici per la formazione dei Duomi

La crescita e la morfologia delle strutture vulcaniche dipendono da vari parametri come le proprietà fisiche e chimiche, il contenuto di gas, la modalità di eruzione e la durata del processo (Simkin e Siebert 2000).

La viscosità del magma dipende come già accennato dalla temperatura e dalla composizione, in cui il contenuto in silice presenta un ruolo principe (Spera 2000). La viscosità della silice fusa è alta, a causa della struttura tetraedrica della molecola di silice nella quale ogni atomo di ossigeno è legato ai due più vicini atomi di silicio.

Mentre gli ossidi metallici legano all'atomo di ossigeno solo un singolo atomo di silicio favorendone una più bassa viscosità.

Un effetto simile è causato dalla presenza di materiali volatili come l'acqua o la CO₂ (Spera 2000).

La viscosità è inoltre inversamente proporzionale alla temperatura. Per esempio se la temperatura aumenta da 1100 a 1300 gradi centigradi, la viscosità di un magma basaltico decresce di un ordine di grandezza (Spera 2000). Un terzo fattore caratteristico della viscosità del magma è la presenza di materiale cristallizzato al suo interno, che dipende dalla temperatura di solidificazione dei suoi costituenti. La cristallizzazione di alcuni componenti del magma, a causa della diminuzione della temperatura, causa un ulteriore incremento di viscosità (Spera 2000).

Depositi piroclastici lunari

In diverse regioni dei mari lunari sono presenti depositi scuri ai quali è stato attribuito il nome di “*dark mantling deposits*” (DMD) o anche noti come “*lunar pyroclastic deposits*” (LPD). In accordo con Head e Wilson (1979) la formazione di piccoli LPD è causata da eruzioni di tipo vulcaniano durante il quale un tappo di lava solidificata che ostruisce il condotto è rimosso violentemente dalla pressione dei gas sottostanti ed è distrutto in tanti piccoli frammenti. Ad esempio diversi LPD di piccole dimensioni circa 10 km di estensione sono presenti nel fondo del cratere *Alphonsus*. Grossi LPD che ricoprono aree di centinaia di km quadrati, come quello situato nel *Plateau di Aristarco* a sud del Mare degli umori, sarebbero secondo Gaddis et al. (2003) associati a uno stile di eruzione diverso denominato Stromboliano in cui fontane di lava inondano la superficie limitrofa per un lungo periodo di tempo distribuendo ampiamente il materiale raffreddato sulla superficie lunare.

Il meccanismo di eruzione che porta alla deposizione di LPD di grosse estensioni si spiegherebbe con una separazione della porzione gassosa contenuta nel magma in risalita che ne decresce la pressione: quando raggiunge la superficie, il gas esplosione trascinandolo con sé frammenti del magma adiacente che distribuisce nella zona limitrofa alla bocca eruttiva (Gaddis et al., 2003). La grandezza delle particelle proiettate dall'esplosione del gas dipende dal tempo di raffreddamento: piccoli tempi di raffreddamento favoriscono la formazione di grosse porzioni di vetro vulcanico come gli *orange soil* recuperati durante la missione A-17, mentre tempi più lunghi favoriscono l'espulsione di fasi parzialmente cristallizzate (Gaddis et al., 2003).

Coni di Scorie Lunari

La lava frammentata, ad opera della dissoluzione dei gas, può avere una distribuzione areale laterale e verticale, costituendo piccoli edifici di forma conica nelle prossimità delle bocche eruttive (Wood et al 1979).

Pike e Clow (1981) hanno indagato la morfologia di 18 vulcani lunari, inclusi 5 coni di scorie. Hanno calcolato le altezze, i diametri e le profondità delle bocche eruttive grazie ai dati Lunar Orbiter e grazie alle mappe costruite dell'Apollo metric camera. Weitz e Head (1999) usando i dati multispettrali Clementine hanno indagato le proprietà degli spettri di diversi coni come *Osiris* e *Isis* nel mare della Serenità, *Mons Esam* nel mare della Tranquillità e di particolari coni nelle vicinanze del cratere Marius che presentano una struttura caratteristica a ferro di cavallo simile alla struttura del Vesuvio.

I coni di scorie lunari hanno diametri più piccoli di 4-5 km. *Osiris* ha una forma circolare mentre il suo vicino *Isis* è caratterizzato da un corto *Sinuuous rille* nella sua schiena comunemente interpretato come un canale di sfogo della lava "lava outflow channel" (Masursky et al. 1978). Due piccoli coni vicino al cratere Milichius sono allineati lungo un *rille* lineare questa configurazione indica secondo Head e Wilson (1996) la presenza di un dicco intrusivo a una modesta profondità. L'osservazione dei coni di scorie lunari non è tipicamente associata ai depositi LPD poiché secondo Wilson (1996) i frammenti che originano i coni di scorie sono di più grosse dimensioni rispetto alle gocce di vetro dei LPD e quindi si distribuiscono nelle zone prossimali alle bocche eruttive, non in una grande estensione areale come il caso dei *dark mantling deposits*. Secondo Wood (1979), il modesto volume di alcuni coni di scorie indica bassi tassi di effusione e la presenza della camera magmatica a bassa profondità.

Bocche eruttive dei duomi effusivi

Per alcuni duomi lunari, la presenza di un cratere senza evidente *rim* nella sommità dell'edificio vulcanico ne garantisce l'origine vulcanica (Head e Wilhelms 1987). La bocca centrale ha diametro di non più di alcuni chilometri. La loro forma apparentemente simile a un cratere è interpretata come il risultato di una subsidenza del magma o una sorta di collasso a causa della pressione decrescente (Head e Gifford 1980).

Il rapporto profondità diametro delle bocche centrali è generalmente più piccolo degli analoghi crateri d'impatto di eguali dimensioni (circa 1/5 secondo Pike (1974)). Non tutti i duomi lunari presentano nella loro sommità una bocca eruttiva facilmente individuabile, questo secondo Gifford (1980) è dovuto all'assenza di fenomeni di subsidenza o di collasso.

2.8 Classificazioni dei duomi lunari basate sulle proprietà morfometriche

Classificazione di Westfall

Westfall (1964) sviluppa uno schema di classificazione per i duomi lunari qualitativo basato su considerazioni morfologiche, definendo un duomo come un rigonfiamento regolare il cui rapporto tra l'asse maggiore e l'asse minore non supera 2: 1 e la cui pendenza massima, escluse le caratteristiche secondarie, non supera 1-5°. Sotto alta illuminazione, i duomi sono distinguibili dai loro dintorni. Essi possono mostrare caratteristiche secondarie, come pozzi, crepe, creste. Qualsiasi oggetto simile a una cupola ma che presenti due o più gonfiori contigui o un profilo verticale irregolare viene definito "complesso di duomi". Westfall (1964) riassume le proprietà di un duomo secondo i seguenti criteri:

D: Duomo

DC: Complesso di Duomi

La posizione viene individuata in coordinate assolute del centro dell'oggetto che sono indicate tra parentesi, in unità di millesimi del raggio lunare, preceduto dal numero romano del quadrante della luna.

La classificazione dei Duomi di Westfall si basa su diverse considerazioni:

In base alle zone nei dintorni:

- U: Uplands o Highlands
- W: Maria
- UW: Incerto o intermedio tra Uplands e Maria

In base alla misura dell'asse maggiore

1. Meno di 5 km
2. 5-20 km
3. 20-35 km
4. Oltre 35 km

In base alla forma del margine:

- a) Circolare
- b) Ellittico (gli assi minori sono compresi tra 1.26 e 2,00)
- c) Poligonale
- d) Irregolare
- e) Troppo mal definito per classificare, o variabile (cioè dipendente dall'apertura, ecc.)

in base alla pendenza massima:

5. delicato (meno di 2°)
6. Moderato (2-5°)

In base alla sezione trasversale

- f) Emisferico
- g) Vetta piatta (platykurtic)
- h) Vertice acuto (leptokurtic)
- i) Vertice multiplo (più di un vertice, ma di tipo singolo, ad esempio emisferico a tre vertici)
- f') emisferico-asimmetrico
- g') sommità piatta asimmetrica
- h') cima aguzza-Asimetrica
- i') Vertice complesso (più di un vertice, di più di un tipo)

in base ai dettagli di superficie:

- 7. Depressione (fossa, cratere o piattino)
- 8. Altezza (collina, cresta o picco)
- 9. Fessura o valle
- 0. Nessun dettaglio superficiale osservabile

e a dove essi sono posizionati:

- i) Posizione j centrale
- j) Fuori centro
- m) Sul margine Trasversale (caratteristica lineare che attraversa l'intera cupola)
- p) Più di una di queste funzionalità

Classificazione di Head e Gifford

Nello schema di classificazione di Head e Gifford (1980), i duomi lunari sono divisi in sette classi:

- Classe 1: sono caratterizzati da bocche eruttive sulla sommità, circolari o ellittiche e confini con diametri compresi tra 5.5 e 15 km e pendenze laterali inferiori a 5°.
- Classe 2: le cupole hanno sezioni trasversali più piatte e diametri leggermente più grandi (6.0-16.0 km), la maggior parte delle cupole della classe 2 mostra bocche eruttive di vetta.
- Classe 3: hanno una forma simile alla classe 1 ma più piccole e comunemente presenti solo in sommità..
- Classe 4: sono meno definiti dei duomi delle classi 1-3. Si trovano comunemente vicino ai margini dei maria e sono interpretate da Head e Gifford (1980) come il risultato di un magmatismo intrusivo o di processi di deformazioni della crosta lunare.
- Classe 5: Duomi di forma irregolare che si sono formati dalla lava che scorreva intorno al terreno degli altopiani, comunemente non visualizzano le bocche eruttive di vetta e il loro diametro è compreso tra 5 e 19 km.

- Classe 6: sono piccole con diametri di solo 3-7 km ma con fianco relativamente ripido e rappresentano *kipukas*, cioè la superficie degli altopiani avvolta da materiale dei maria.
- Classe 7: i duomi hanno forme irregolari probabilmente si sono formate durante eventi di eruzione successivi. Esempi sono le piccole e ripide colline di Marius in Oceanus Procellarum.

Particolarmente, l'assegnazione di classi 1, 2 o 3 per duomi nei maria non associati ad altre caratteristiche vulcaniche rimane in molti casi ambigua. Quindi, successivamente descriveremo uno schema di classificazione che suddivide i duomi lunari in base alle loro proprietà spettrali e morfometriche in un modo quantitativo.

2.9 Classificazione dei duomi lunari basata sull'analisi delle componenti principali

Gli schemi di classificazione descritti in precedenza si basano principalmente su una descrizione qualitativa della forma di una cupola e la sua impostazione geologica. Tuttavia, i duomi effusivi possono essere caratterizzati dal loro specifico intervallo di valori di viscosità della lava, velocità di effusione e durata del processo di effusione. Abbiamo quindi

bisogno di un nuovo schema di classificazione per i duomi lunari basato su un'analisi quantitativa secondo le loro proprietà spettrali e morfometriche ottenendo un totale di sette differenti classi (chiamate A-E e G-H).

Un raggruppamento dei duomi basato sull'analisi delle componenti principali (PCA) nello spazio è costituito da sette classi con caratteristiche spettrali e morfometriche specifiche. Le cupole appartenenti allo stesso gruppo condividono quindi determinate caratteristiche spettrali e proprietà morfometriche (uno schema simile è usato da Pike (1978) per il raggruppamento dei vulcani terrestri). In particolare, queste caratteristiche sono la riflettanza ad una lunghezza d'onda di 750 nm, i coefficienti di riflessione dati da rapporti fra bande (R_{415}/R_{750} e R_{950}/R_{750}), la pendenza del fianco, il diametro, l'altezza, il volume dell'edificio e un fattore di forma. In maniera simile a Pike (1978), i logaritmi di diametro, altezza e volume sono stati usati come input al PCA (Wöhler et al., 2006).

Una classificazione approssimativa della cupola può già essere dedotta preliminarmente dal diametro in funzione della pendenza dei fianchi, come mostrato in Figura 21. In questo diagramma, tuttavia risulta ambigua l'assegnazione della classe B e C poiché non può essere ottenuta per tutti i casi a causa della sovrapposizione. Per determinare la classe di una cupola, le otto caratteristiche sono proiettate in un sottospazio di 3

Figura 19: In alto il grafico in ordinata ha la pendenza degli edifici in ascissa il diametro. È riportata la suddivisione dei duomi nelle prossimità di Cauchy e Arago. Sotto una classificazione sulle prime due componenti principali P1 e P2.

dimensioni M mediante un'analisi delle componenti principali (PCA). L'impostazione della dimensione del sottospazio a tre trattiene l'87% delle informazioni contenute nell'originale spazio dei parametri. In questo sottospazio, le cupole esaminate formano diversi cluster che possono essere identificati in base alle coordinate della cupola corrispondentemente trasformate (P1, P2, P3), dove i gruppi principali appaiono già nel sistema di coordinate suddiviso tra i primi due principali componenti (P1, P2).

| Class | R_{415}/R_{750} | Slope (°) | D (km) | V (km ³) | Effusion rate (m ³ s ⁻¹) | Effusion time (years) | Viscosity (Pa s) |
|----------------|-------------------|-----------|--------|----------------------|---|-----------------------|----------------------------------|
| A | >0.64 | 0.3–1.0 | 5–13 | <3 | 100–620 | 0.05–0.3 | 10 ² –10 ³ |
| B ₁ | 0.55–0.64 | 2.0–5.4 | 6–15 | 5–32 | 30–200 | 3.0–18 | 10 ⁶ –10 ⁷ |
| B ₂ | 0.55–0.64 | 1.3–1.9 | 8–15 | 2–21 | 80–170 | 0.7–1.2 | 10 ⁴ –10 ⁵ |
| C ₁ | 0.55–0.60 | 0.6–1.8 | 13–28 | 7–50 | 200–2000 | 0.06–7 | 10 ⁴ –10 ⁵ |
| C ₂ | 0.60–0.64 | 1.0–2.5 | 8–17 | 4–17 | 100–300 | 0.5–7 | 10 ⁴ –10 ⁵ |
| D | >0.64 | 1.3–1.5 | ≈25 | 40–67 | | | |
| E ₁ | 0.58–0.62 | 2.0–4.0 | <6 | 0.5–0.8 | ≈25 | 1.0–1.7 | 10 ⁵ –10 ⁶ |
| E ₂ | 0.58–0.62 | <2.0 | <6 | 0.5–0.8 | 100–300 | 0.05–0.3 | 10 ³ |
| G | 0.55–0.60 | >6.0 | 7–30 | 20–400 | 48–120 | 12.8–42 | 10 ⁸ –10 ⁹ |
| H ₁ | 0.62–0.68 | <5.0 | <5 | <2 | 10–100 | ≈2 | ≈10 ⁶ |
| H ₂ | 0.62–0.68 | 2.0–5.0 | 5–15 | 1–43 | 10–100 | ≈4 | ≈10 ⁶ |
| H ₃ | 0.62–0.68 | 5.0–9.0 | 5–13 | 7–37 | 10–100 | ≈10 | ≈10 ⁷ |

Figura 20: proprietà morfometriche e reologiche caratteristiche delle diverse classi dei duomi lunari. I valori della classe G sono adottati da Wilson e Head (2003)

Di seguito elenco le classi basate sull'analisi delle componenti principali:

- classe A: assegnata a duomi con pendenze basse e costituite da lava spettrale blu (alto rapporto R415 / R750)
- classe B: per i duomi con pendenze e volumi inferiori è assegnata la sottoclasse B2, mentre le cupole con pendenze più ripide e volumi da moderati a elevati appartengono alla sottoclasse B1.
- Classe C1: sono morfometricamente simili alla classe precedente ma spettralmente diversi mentre i duomi con dolci pendenze laterali, volumi moderati e con un più alto rapporto R415 / R750 rispetto alle cupole C1 appartengono alla sottoclasse C2
- Classe E: rappresentano i più piccoli edifici vulcanici formati da meccanismi effusivi osservati fino ad oggi. Sono coni lunari, che si presume siano formati essenzialmente da eruzioni esplosive (Wood 1979) suddivisi nelle sottoclassi E1 ed E2, in base alla pendenza del fianco maggiore di 2°. I valori delle viscosità coprono un intervallo di sei unità, approssimativamente da 102-108 Pa s.
- Classe G: ne fanno parte i duomi dell'altopiano di Gruithuisen con una viscosità attorno a 109 Pa s (Wilson e Head 2003) e pendenze maggiori di 6°. La viscosità della lava probabilmente non è il principale motivo delle pendenze peculiari dei duomi di Gruithuisen; la causa potrebbe preferibilmente essere la bassa velocità di effusione e la lunghissima durata del processo.
- Classe D: edifici di morfologia più complessa, con grandi diametri superiori a 20 km, fianco basso e altezze elevate, sono duomi non monogenetici formati da diversi stadi di eruzione caratterizzati da basse pendenze dei fianchi.
- Classe H: piccole cupole di diametro inferiore a 5 km appartengono alla sottoclasse H1. La sottoclasse H2 è caratterizzata da forme irregolari di duomi con diametro superiore a 5 km e pendenze laterali sotto il 5° esse indicano una formazione durante diversi episodi effusivi. Le cupole della sottoclasse H3 hanno diametri paragonabili a quelli delle cupole monogenetiche di classe B1, ma le loro pendenze laterali sono tutte più ripide di 5° e raggiungono valori fino a 9°.

Capitolo 3: Rocce, stratigrafia e struttura interna della luna

Rocce Lunari

Le missioni Apollo ci hanno consentito di conoscere meglio la superficie e la struttura interna del nostro satellite naturale riportando sulla Terra campioni di roccia che, studiati in laboratorio, hanno consentito di conoscerne la mineralogia e la geochimica.

I Campioni di suolo lunare

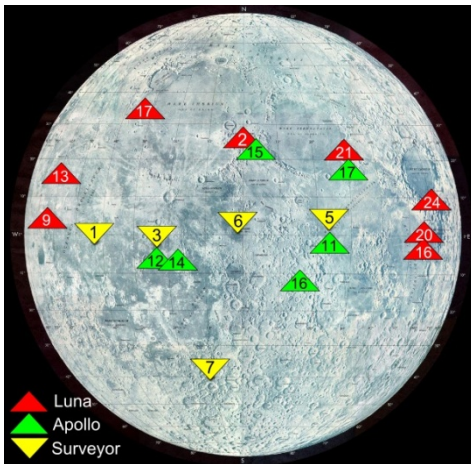


Figura 21: principali zone lunari in cui sono state condotte missioni spaziali.

Dal 1969 al 1972 sei missioni apollo hanno portato a Terra dalla Luna 382 kg di rocce lunari, ovvero 2200 campioni provenienti da sei differenti siti di esplorazione. Oltre a questi, altre missioni russe mediante l'uso di sonde robotizzate hanno portato a Terra altri 300 grammi da altri tre differenti siti. Presso il Lunar sample building del Johnson Space Center (Huston, Texas) è presente la maggior parte dei campioni delle missioni Apollo. Più di 400 campioni vengono distribuiti ogni anno per scopi di ricerca. Presso <https://curator.jsc.nasa.gov/lunar/lsc/index.cfm> è possibile visionare le foto dei campioni e le relative analisi petrografiche. Inoltre un progetto della Open University (Milton Keynes, UK) consente presso http://www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGT/AGT_Home_2010/NASA_List.html di visualizzare le sezioni sottili in realtà virtuale.

Lo studio delle rocce campionate congiunto ai rilevamenti a raggi X e γ delle sonde, ha anche permesso di stabilire, con ridotto margine d'errore, la composizione delle rocce in posti dove non sono stati mai raccolti dei campioni. La classificazione delle rocce lunari, comunque, risulta piuttosto complessa a causa delle tante varianti, anche all'interno di rocce simili. Fin dove possibile, è stata utilizzata la stessa nomenclatura usata per le rocce terrestri; in altri casi, sono stati creati neologismi e nuovi criteri classificativi.

3.1 Classificazione delle rocce lunari

Tutte le rocce lunari erano in origine ignee e formatesi dal raffreddamento del magma, in vari momenti della storia evolutiva lunare; in seguito, alcune rocce sono state alterate, frammentate, mescolate, fuse e risolidificate da impatti con meteoriti alcune di queste (ad esempio, le breccie) possono anche essere uniche nel loro genere. Sono stati determinati quattro gruppi principali:

Basalti dei Maria

I basalti dei maria sono mafici con un contenuto di plagioclasio del 20 wt.% e sono caratterizzati da un alto contenuto in FeO (>20wt.%). La composizione in massa è estremamente varia in funzione del contenuto in Titanio e degli elementi in traccia (terre rare); in ogni caso tutti i basalti dei maria lunari sono caratterizzati da un basso contenuto in volatili.

Studi sperimentali suggeriscono che questi flussi basaltici originano da una fusione parziale del mantello ad una profondità di 150-500 km Andre et al. 1979. Altri studi isotopici sperimentali sugli elementi in traccia consentono di dire che la sorgente di queste lave non è primitiva ma abbastanza differenziata e varia Head (1976).

Secondo Head (1976) i basalti lunari costituiscono solo l'1% della crosta lunare e ne coprono il 17% della superficie.

Attraverso la combinazione dell'ultravioletto e del infrarosso è possibile discriminare principalmente tre tipi di basalti nei maria in base al diverso contenuto in Titanio:

1. Blue: rappresenta i basalti ad alto contenuto in Ti (8-14wt.%)
2. Orange: rappresenta i basalti con un basso contenuto in Ti (1.5-5wt.%)
3. Red: rappresenta i basalti con un bassissimo contenuto in Ti (<1.5wt.%)

Andre et al. 1979

Nella figura 22 di Head (1976), Strom (1972) e Whitaker (1972) è riportata la localizzazione dei campioni provenienti dal suolo lunare e la suddivisione dei vari basalti in base alle proprietà spettrometriche.

Come si può notare il mare Nectaris (in basso a destra) presenta proprietà intermedie tra i basalti del mare Tranquillitatis alti in Titanio e quelli del Fecunditatis caratterizzati da un bassissimo contenuto di questo elemento.

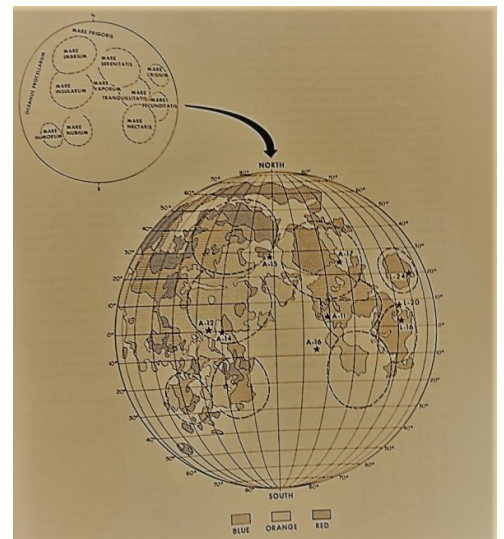


Figura 22: Nell'immagine è riportata la localizzazione dei campioni lunari e la suddivisione dei vari basalti marini in base alle proprietà spettrometriche

Rocce ignee primitive e KREEP

Tipiche degli altipiani, di composizione originaria, incontaminate da rimaneggiamenti e mescolanze; sono le rocce più antiche della superficie lunare e sono rappresentative della crosta lunare formata 4.5 miliardi di anni fa Jaumann, 2013. Anch'essi sono a volte ricoperti e contaminati da frammenti di diversa natura a causa del bombardamento meteorico e il loro riconoscimento non è sempre facile.

Fra queste, rocce delle highlands si distinguono 3 tipi diversi:

1. Anortositi ferrifere: rocce chiare ricche in calcio e alluminio, composte principalmente da plagioclasti. Altri minerali minori sono i pirosseni e le olivine, particolarmente ricche in ferro, rispetto alle rocce magnesifere.

Potrebbero essersi formate a seguito del galleggiamento di plagioclasti nel magma.

2. Rocce magnesifere: contengono plagioclasti, pirosseni e olivine in quantità variabile; a seconda dell'abbondanza relativa di queste fasi si distinguono *gabbri* e *noriti* (pirosseni e plagioclasti), *duniti* (solo olivine) e *troctoliti* (olivine e plagioclasti). Queste rocce si sono presumibilmente formate negli ultimi stadi di solidificazione dell'oceano di magma.

3. Rocce KREEP: contrariamente alle altre rocce lunari, queste contengono un alto contenuto di potassio (K), terre rare (REE) e fosforo (P). Sono rocce basaltiche più antiche delle lave basaltiche che hanno formato i mari.

Breccie

Sono rocce formatesi a seguito dell'impatto con meteoriti e sono particolarmente diffuse, tanto da costituire la maggior parte dei campioni raccolti da tutte le missioni Apollo. Queste rocce sono formate da frammenti non arrotondati di altre rocce, minerali e vetri di varia dimensione, età e origine (*clasti*) inclusi in una matrice a grana fine che può essere composta da micro minerali o anche altre rocce. In generale, si distinguono due grandi categorie di breccie: monomittiche e polimittiche. Nelle prime, i clasti sono tutti formati dallo stesso tipo di roccia, mentre nelle seconde, i clasti hanno origine diverse. Queste ultime sono le più diffuse. Un criterio classificativo più dettagliato comprende sette tipi. 1. *Breccie frammentate*: contengono frammenti di varie rocce debolmente cementati tra loro, anche appartenuti a breccie pre-esistenti; la matrice è costituita da frammenti più piccoli degli stessi clasti che la compongono. 2. *Breccie vetrose*: sono costituite da vari frammenti in una matrice vetrosa, originatasi dalla fusione di altre rocce coinvolte nell'impatto con un meteorite; la formazione del vetro indica che il raffreddamento è stato particolarmente rapido. 3. *Breccie cristalline*: sono come le breccie vetrose tranne che la matrice è microcristallina (di tipo basaltica) a seguito di un raffreddamento lento. 4. *Breccie con pochi clasti*: il numero di frammenti è talmente basso rispetto alla matrice microcristallina che somigliano quasi a basalti, da cui si distinguono per l'alto contenuto in iridio, oro e osmio. 5. *Breccie metamorfiche*: dette anche granulitiche, termine che indica rocce completamente ricristallizzate che non presentano più nessuna delle sue strutture originarie. Queste breccie si formano a seguito di una alterazione e ricristallizzazione a 1000° C di altre breccie pre-esistenti. L'alta temperatura può essere dovuta all'impatto con un meteorite. 6. *Breccie dimittiche*: roccia a due componenti, in cui i frammenti formati dall'impatto con un meteorite si mescolano con frammenti di roccia lunare che si trovano nell'area sottostante il cratere e vengono fusi insieme. Rocce simili si formano anche sulla Terra e sono note col nome di pseudotachiliti. 7. *Breccie regolitiche*: rocce formate maggiormente da materiale tipico del regolite (sferule vetrose, agglutinati, etc.).

Regolite

Questo termine indica uno strato di roccia frammentata e non consolidata, di varia origine, granulometria e composizione. È la parte più esterna della superficie lunare (ricopre la roccia in posto in quasi tutta la Luna) e la sua consistenza media è quella di una polvere fine (< 1 cm) a grani spigolosi. Contrariamente al regolite terrestre (che si forma a seguito di erosione dovuta ad agenti atmosferici), quello lunare si forma a causa dell'impatto con meteoriti, sia grandi che microscopici. La maggior parte di questo materiale polverizzato tende a fondersi a causa del calore sviluppato dagli impatti meteoritici, formando breccie e altre aggregazioni che conferiscono alla struttura del regolite una certa complessità. Lo spessore può variare da 10 a 20 metri ma nei mari non supera i 4-5 metri.

La regolite è di primaria importanza per quanto riguarda la comprensione di molti aspetti della Luna; infatti, molti campionamenti e studi di geofisica e geochimica sono stati condotti su questo strato lunare non consolidato. Inoltre, nel caso di una possibile costruzione di una base lunare permanente, costituirebbe il materiale edilizio principale.

3.2 Mineralogia lunare

I minerali sono i costituenti essenziali della maggior parte delle rocce; dall'analisi dei numerosi campioni raccolti dalle missioni Apollo e Luna, si è accertato che i minerali che compongono le rocce lunari sono gli stessi che si trovano sulla Terra. Il 90% in volume delle rocce lunari è costituito da minerali contenenti silicio e ossigeno; i minerali più comuni sono pirosseni, plagioclasti e olivine. Altri minerali particolarmente abbondanti sulla Terra, come feldspati potassici e silice, sono rari sulla Luna. Non esistono, invece, minerali che contengono acqua (anfibioli, argille e miche) così come minerali contenenti Fe^{3+} . Minerali contenenti metalli e ossigeno sono presenti e costituiscono il 20% delle rocce basaltiche (per esempio, Ilmenite e spinelli). Alcuni minerali sono stati scoperti sulla Luna per la prima volta, prima di essere successivamente trovati anche sulla Terra come l'armalcolite (acronimo dagli astronauti dell'Apollo 11: Armstrong, Aldrin, Collins), la piroxferroite e la tranquillite (quest'ultima trovata sul nostro pianeta nel 2011). Altri minerali tipici della Luna sono il ferro nativo, la troilite e l'apatite.

La regolite è costituita da frammenti di varia granulometria che ricoprono a tappeto tutta la superficie lunare, generati dalla disintegrazione di vari tipi di roccia a seguito dei molti impatti meteorici. Per questo motivo, la regolite può considerarsi una sorta di "campione statistico" dei vari minerali presenti sulla crosta lunare.

| | A11 | A12 | A14 | A15(R) | A15(M) | A16 | A17(R) | A17(M) | L16 | L20 | L24 |
|----------------|------|------|------|--------|--------|------|--------|--------|------|------|------|
| Plagioclase | 21.4 | 23.2 | 31.8 | 34.1 | 12.9 | 69.1 | 39.3 | 34.1 | 14.2 | 52.1 | 20.9 |
| Pyroxene | 44.9 | 38.2 | 31.9 | 38.0 | 61.1 | 8.5 | 27.7 | 30.1 | 57.3 | 27.0 | 51.6 |
| Olivine | 2.1 | 5.4 | 6.7 | 5.9 | 5.3 | 3.9 | 11.6 | 0.2 | 10.0 | 6.6 | 17.5 |
| Silica | 0.7 | 1.1 | 0.7 | 0.9 | - | 0.0 | 0.1 | - | 0.0 | 0.5 | 1.7 |
| Ilmenite | 6.5 | 2.7 | 1.3 | 0.4 | 0.8 | 0.4 | 3.7 | 12.8 | 1.8 | 0.0 | 1.0 |
| Mare Glass | 16.0 | 15.1 | 2.6 | 15.9 | 6.7 | 0.9 | 9.0 | 17.2 | 5.5 | 0.9 | 3.4 |
| Highland Glass | 8.3 | 14.2 | 25.0 | 4.8 | 10.9 | 17.1 | 8.5 | 4.7 | 11.2 | 12.8 | 3.8 |

Figura 23. Una tabella riassuntiva delle proporzioni (%) in volume dei minerali riscontrati nei campioni raccolti dalle missioni Luna e Apollo. modificata da Papike et al. 1982.

3.3 Stratigrafia Lunare

Oltre allo studio petrografico delle rocce lunari, esistono metodi indiretti per individuare la natura reologica delle strutture più interne dei corpi planetari. Una delle tecniche principali d'indagine geofisiche è la sismica, che studiando la propagazione, la riflessione e la rifrazione delle onde sismiche consente di ottenere dati di densità e reologia che possiamo associare a una probabile composizione mineralogica e fluidodinamica.

Le indagini geofisiche di Hoesz et al 1991 hanno permesso di individuare un primo strato superficiale composto di una sottile polvere che si estenderebbe in profondità per decine di metri (regolite lunare).

Un successivo strato di 1-2 km sarebbe costituito da grossi depositi di materiale granulare scavato dai crateri durante il grande bombardamento meteorico, misto a frammenti di vetro da impatto.

Uno strato più profondo che si estende da 2 a circa 10 km invece sarebbe composto di grossi blocchi di roccia fratturati e dislocati da movimenti tettonici sub-superficiali nel mezzo del quale si impostano presumibilmente dicchi di lava dislocati e solidificati. Uno strato più profondo di crosta, fino a una profondità di 25 km, sarebbe invece costituito da roccia profondamente fratturata a seguito dei giganteschi impatti meteorici, e intersecato da zone di risalita di fluidi mantellici sub-verticali. Da una profondità di 25 km fino al mantello lunare la crosta profonda sarebbe invece intatta.

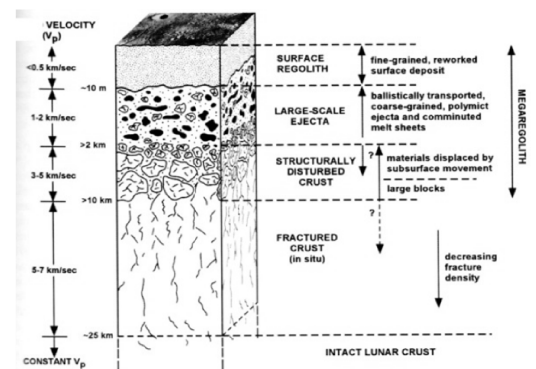


Figura 24: rappresentazione schematica della stratigrafia della crosta lunare Hoesz et al. 1991

I dati sismici lunari

I primi rilevamenti geosismici sulla superficie del nostro satellite furono eseguiti nel 1969 dopo il primo allunaggio della sonda Apollo 11 (A-11). Successivamente altre stazioni sismiche furono posizionate dalle missioni spaziali A-12, A-14, A-16, A-17. Mentre la prima stazione del 1969 aveva una durata limitata a causa della fonte di energia costituita da batterie solari, le missioni successive dotate di sorgenti di energia più all'avanguardia (energia degli isotopi radioattivi) produssero una discreta quantità di dati fino all'ottobre del 1977. Le ultime quattro stazioni installate composte di un sismografo a tre componenti con lungo periodo e da un sismografo verticale con corto periodo erano uniti a creare una rete di rilevamento a grande scala con una sensibilità mille volte maggiore degli strumenti analoghi usati nella Terra. Le stazioni sismiche lunari operarono in due modalità: una passiva che registrava con continuità eventi naturali come la caduta di meteoriti o i sismi lunari e un'altra modalità attiva che produceva onde sismiche con la caduta di sonde cosmiche. Ad esempio, il modulo lunare con cui gli astronauti decollarono dalla superficie lunare, dopo che l'equipaggio fu trasferito nell'abitacolo di comando, fu lanciato contro la Luna. La sua massa di circa 2.4 ton con una velocità di caduta di 1.7 km/s produsse un'energia cinetica di $3 \cdot 10^{16}$ erg in grado di sprigionare un'energia sismica equivalente a 800 kg di tritolo. Altri esperimenti attivi di più alta precisione con stendimenti di geofoni furono eseguiti dai cosmonauti nelle missioni A-14 e A-17: essi si servirono di una decina di cariche di esplosivi artificiali da 100 g a massimo 2,7 kg in grado di indagare dettagliatamente la struttura esterna dei luoghi degli allunaggi.

Metodi sismici passivi

Lo studio della sismicità lunare, oltre a constatare la caduta periodica dei meteoriti nel suolo lunare, ha anche registrato scosse sismiche di tre tipi: lunamoti termici, impulsi telesismici ad alta frequenza (TAF) e deboli segnali provenienti da lunamoti con ipocentro profondo. Questi eventi differiscono fra loro per la diversità del sismogramma e per la diversa posizione delle sorgenti.

Lunamoti termici

Le sorgenti dei lunamoti termici si trovano a solo qualche km di profondità la loro comparsa è in correlazione con i giorni lunari; essi sono dovuti alle rotture dello strato sottile esterno causato dalle forti escursioni termiche dovute all'alternanza giorno-notte in un corpo planetario privo di un'atmosfera coibente.

Impulsi tele-sismici ad alta frequenza (TAF)

I TAF si trovano più profondi nella litosfera lunare a meno di 100 km di profondità: essi registrano una caduta di tensione di circa 100 bar compatibile con le tensioni tangenziali che si generano nei terremoti ai margini delle zolle terrestri. Non è escluso che gli epicentri tendano a disporsi nei margini dei Mascon lunari, ovvero nei bordi dei maria (V.N.Zarkov 1986); I mascon (mass concentration), rilevate grazie a instabilità gravitazionali, sono zone in cui è giustificata la presenza di forti tensioni tangenziali nella litosfera lunare. A differenza degli eventi termici questi non presentano periodi di tempo caratteristici. La loro magnitudine assoluta misurata sulle onde di volume è circa uguale a 4.5. In media ogni anno si verificano 6 fenomeni TAF con sprigionamento totale di circa 10^{16} erg/anno.

Lunamoti profondi

I fuochi dei lunamoti profondi invece si trovano a grosse profondità tra i 700 e i 1100 km al confine tra litosfera e astenosfera lunare, si pensa siano dovuti alla concentrazione di tensioni dovuti alla figura di non equilibrio della Luna.

La Luna non presenta un centro di figura non coincidente con il suo centro di massa poiché la crosta della faccia nascosta (quella rivolta dal lato opposto rispetto alla terra) è molto più spessa (circa 100km rispetto ai 52 del near side)

I lunamoti profondi sono estremamente deboli con una magnitudine assoluta inferiore a 3; in totale essi liberano meno energia dei fenomeni TAF. I fuochi sono raggruppati in fasce e presentano una periodicità caratteristica

(13,6; 27,2; 206 giorni e 6 anni) corrispondente a quella delle maree lunari.

L'attrazione gravitazionale che la Luna produce sulla Terra necessita di una reazione contraria di maggiore intensità in grado di fornire l'energia per innescare questi sismi profondi nel nostro Satellite.

Tuttavia l'energia sismica lunare è di circa nove ordini di grandezza inferiore a quella terrestre e non è quindi in grado di mettere in moto un sistema di tettonica così complesso come quello attivo nel nostro pianeta.

Metodi sismici attivi

Metodi sismici attivi superficiali

Gli esperimenti sismici attivi hanno consentito di tracciare l'andamento della velocità delle onde sismiche in uno strato superficiale della Luna nei luoghi dell'allunaggio A-14 e A-17.

Un gruppo di sismologi americani guidato da R.L. Kovach 1975 ha eseguito una sezione sismica nel margine orientale del mare della Serenità (Tauros-Littrow). Essi hanno scoperto che lo strato superficiale della superficie lunare per 4-12 m è ricoperto da materiale fratturato debolmente coerente detto regolite nella quale le onde sismiche presentano una velocità che va da 100m/s per le V_p a 60m/s per le V_s .

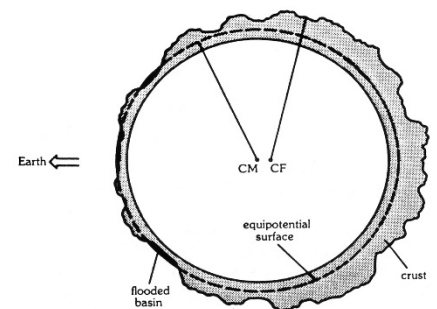


Figura 25: La luna non presenta un centro di figura coincidente con il suo centro di massa.

Il secondo strato presenta uno spessore ancor più variabile dalle decine alle centinaia di metri in cui le V_p assumono una velocità di 250-300 m/s. Si tratta di un materiale vulcanico accumulato durante il periodo di formazione dei grandi crateri lunari, nel luogo dell'allunaggio A-17 lo spessore è di circa 30m.

Poi seguono strati con velocità maggiore delle V_p 500 m/s per 400 m e 960m/s per circa 1 km questo strato sarebbe composto da materiale basaltico in cui sono presenti diversi corpi intrusivi.

Poi la velocità aumenta raggiungendo valori delle V_p di 3-4 km/s il che corrisponde per ipotesi a una transizione di fase in una composizione gabbro-anortositica.

Metodi sismici attivi profondi SSP

Ulteriori sezioni ma a profondità molto più elevate (mantello superiore) sono state realizzate dalle stazioni sismiche A-12 e A-14 posizionate nell'oceano delle Tempeste, vicino alla formazione di Fra Mauro.

Il grafico in figura 26 è stato ottenuto da N. Toksoz e il suo team nel 1975 mediante il metodo SSP planetario che ricordiamo si serve come generatore delle onde sismiche dello schianto a gran velocità di una sonda planetaria.

Il grafico evidenzia una rapida crescita delle V_p da 0.1km/s nella superficie a 6 km/s a circa 20 km di profondità: questo può essere dovuto sia all'incremento della temperatura sotto un normale gradiente termico verticale sia alla progressiva chiusura delle fratture sotto il peso della sovrastante colonna litoide. Dopo circa 20 km di profondità si nota un netto aumento delle velocità: questo potrebbe essere dovuto al passaggio da rocce porose a compatte o a una variazione della composizione chimica. Le V_p mantengono tra i 20 e 60 km la stessa velocità di 7 km/s, probabilmente dovuto alla uguale composizione. Alla base della crosta lunare (circa 60 km) si registra un poderoso aumento delle velocità che a contatto con gli strati più profondi del mantello superiore lunare assume V_p di diverso valore da 7.7 a 9 km/s. In altri esperimenti la velocità delle onde sismiche nel mantello superiore lunare che va da circa 60 a 500 km di profondità era inferiore a 8 km/s, il caso particolare della zona in studio di Fra Mauro evidenzia variazioni anche orizzontali nella composizione della struttura interna lunare rendendo più complessa la struttura, che in prima approssimazione poteva essere pensata a gusci concentrici. Dobbiamo quindi constatare che la struttura interna della Luna varia sia orizzontalmente che verticalmente in composizione e reologia.

Per quanto riguarda la struttura più profonda può essere d'aiuto lo studio redatto da un gruppo di sismologi dell'Istituto Tecnologico del Massachusetts che si serve anche di dati ottenuti da specialisti dell'Università del Texas sotto la direzione di G.V. Latham 1974. I dati sono attendibili per profondità inferiori a 1100 km e assumono lo spessore crostale globale della Luna come di 60 km (quello calcolato nella zona di Fra Mauro). È noto che la Luna è caratterizzata da notevole spessore crostale, ma essendo il centro di massa della Luna spostato di 2km verso la Terra rispetto al centro della sua figura geometrica la crosta del suo lato nascosto è più spessa (circa 100km) rispetto al lato visibile dal nostro pianeta.

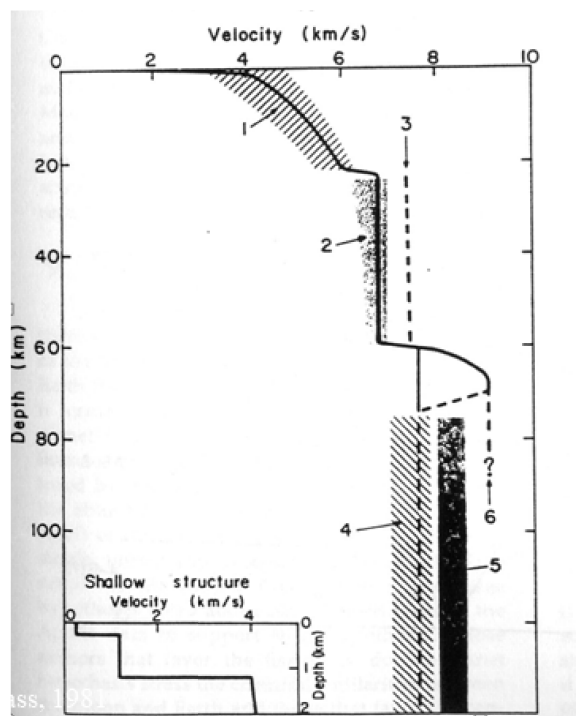
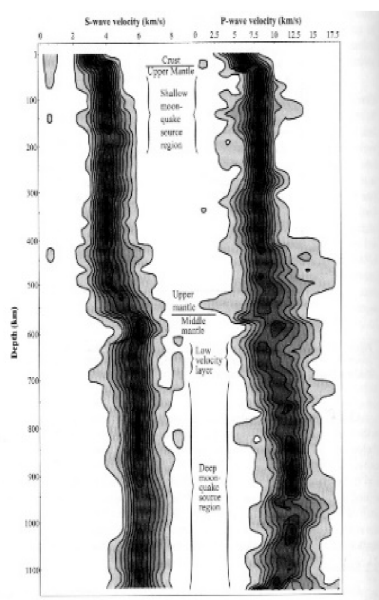


Figura 26: grafico V_p contro profondità che rappresenta l'andamento delle onde sismiche ricavato da N.Toksoz sulla zona di Fra Mauro.

Sotto la crosta lunare, il mantello superiore in cui si registra una debole diminuzione delle velocità delle onde sismiche è spesso circa 400 km. È noto che con l'aumento della pressione le velocità delle onde sismiche aumenta e che viceversa un aumento di temperatura ne rallenta la propagazione. Considerato il fatto che il gradiente pressorio lunare è circa 6 volte inferiore a quello terrestre per via della sua minore massa si può presumere che l'effetto termico che riduce la velocità di propagazione delle onde giochi un ruolo di primo piano all'interno del satellite favorendo un incremento della velocità di propagazione. Un altro effetto che potrebbe spiegare la zona a bassa velocità potrebbe essere il cambio di composizione mineralogica.

Secondo lo studio, la composizione probabile del mantello superiore è pirosseno-olivinica, per la quale è stato calcolato un gradiente termico di 2 gradi/km. La superficie di transizione tra mantello superiore e medio è posta a 480 km in cui il valore delle vs cambia da 4.45 km/s a 4.2 km/s; per quanto riguarda le Vp, il decremento è minimo e va da 7.7 a 7.6 km/s. Questa transizione avviene probabilmente a causa di una variazione di composizione chimica. Si è soliti ritenere che la formazione della crosta lunare sia causata dalla fusione dei basalti del mantello superiore che, in questo processo, avrebbero aumentato il loro contenuto in ferro a causa della differenziazione della componente pirosseno-olivinica non soltanto nel mantello superiore ma anche in quello inferiore. La sostituzione nei silicati degli ioni magnesio con ioni ferro determina difatti una diminuzione delle velocità delle onde sismiche. Se si tiene presente che in media il rapporto molecolare Mg/(Mg+Fe) nel passare al mantello superiore a quello inferiore diminuisce di circa il 6%, si determina una diminuzione in peso di MgO di circa il 3.5% o un aumento di FeO di circa il 4.5%. Un'altra importante differenza tra mantello superiore e inferiore è emersa dal calcolo del fattore di qualità meccanica (Qs) per il mantello superiore e intermedio. Il mantello superiore avrebbe un coefficiente Qs di 5000 unità, sinonimo del fatto che la Luna non contiene sostanze volatili. Il coefficiente del mantello medio è invece di sole 1500 unità, questo confermerebbe la presenza di una variazione chimica.



Lavori più recenti (Khan et al. 2000) constatano questa diminuzione delle velocità sotto la crosta lunare ma spostano il limite mantello superiore - mantello medio a 560 km di profondità, ovvero la profondità massima dei magmi effusi nella superficie lunare. Questa diminuzione è presumibilmente dovuta alla transizione di fase da granato a spinello, o più probabilmente causata da un aumento del contenuto di Mg rispetto all'Al. Questo, implicherebbe un impoverimento disomogeneo di Al del mantello superiore lunare almeno nella zona sottostante il Procellarum. Tutto ciò andrebbe a confermare la natura disomogenea del mantello lunare.

Figura 27 a: Nella figura è evidente la variazione della velocità delle onde sismiche alla profondità di 560 km, questo limite segnerebbe il passaggio da mantello superiore a quello inferiore.

Al limite inferiore del mantello intermedio, una fascia in cui sono presenti diversi ipocentri di terremoti a fuoco profondo (tra i 700 e i 1200 Km) fa supporre una zona parzialmente fusa all'interno del mantello e al di sotto di 1000 Km. Normalmente s'indica questo settore come quello di passaggio tra litosfera e astenosfera lunare.

Il mantello inferiore della Luna si trova a una profondità superiore a 1100-1200km; oltre questa zona le onde trasversali generate dai lunamoti profondi che avvengono nell'altra faccia della Luna non riescono a passare. Il valore del Q_s in queste zone è dell'ordine delle centinaia d'unità. In questa porzione si trova l'astenosfera lunare, una zona a temperature di 1500-1600 gradi in cui la materia si trova in uno stato di fusione parziale.

G.V. Latham et al. (1974) individua al centro della Luna un piccolo nucleo di 170-360 km di raggio, mentre N. Toksoz et al. (1976) ritengono che non ci siano sufficienti prove per dimostrarne l'esistenza. Se tale nucleo fosse costituito da una soluzione Fe-FeS il suo stato fisico, come la presenza di una parte liquida in grado di generare un campo magnetico, sarebbe determinato dalle temperature e dalle pressioni esistenti nel centro della Luna.

L'esistenza di tale nucleo, il ritrovamento di materiali magnetici nella superficie lunare insieme alle misure magnetiche svolte dalle sonde spaziali ha suggerito che nella Luna sia stato presente un campo magnetico a scala globale. Questo avrebbe avuto origine dall'attrito fra le regioni del mantello e quelle del nucleo, dovuto alla rotazione differenziale delle une rispetto alle altre. Nelle prime fasi della sua esistenza, la Luna ruotava intorno alla Terra su un'orbita più stretta di quanto non lo sia oggi: questa vicinanza la portava a sentire maggiormente l'influenza gravitazionale del nostro pianeta. Di conseguenza, nel ruotare intorno all'asse lunare, il mantello e il nucleo avrebbero perso sincronia: ciò avrebbe prodotto dei mescolamenti interni delle masse fuse. Si tratta di movimenti che possono dare origine a una sorta di dinamo in grado di generare un campo magnetico globale. Una dinamo lunare di questo genere potrebbe essere rimasta operativa per almeno un miliardo di anni fino a quando, il progressivo allontanamento fra Terra e Luna, la avrebbe portata inevitabilmente allo spegnimento. Tuttavia la presenza zone magnetizzate sulla Luna potrebbe essere spiegata in altro modo: anche gli impatti meteorici, in certe condizioni, possono magnetizzare le rocce che colpiscono. In ogni caso le analisi effettuate sulle rocce lunari e le misure orbitali della magnetizzazione della crosta lunare lasciano sempre presupporre che in passato, e per un periodo di tempo prolungato, deve esserci stato un campo magnetico globale di una certa intensità.

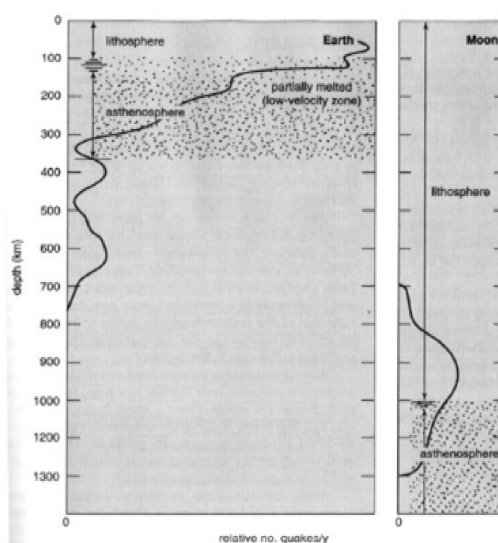


Figura 28 : distribuzione degli ipocentri dei terremoti nella Terra e nella Luna. (Hartmann 1999)

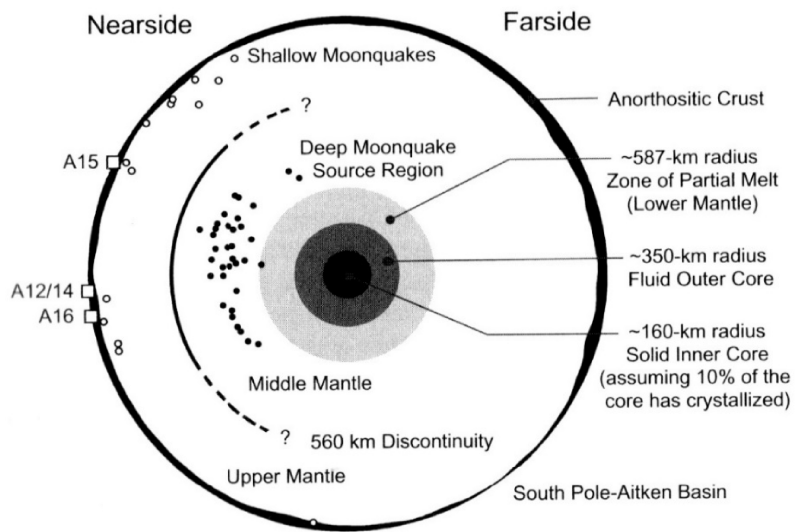


Figura 29: rappresentazione schematica della struttura interna della luna sono messe in evidenza le zone in cui sono stati condotti esperimenti sismici.

Capitolo 4: Il tempo Lunare

La Luna, proprio come il nostro pianeta nel corso del tempo geologico, ha subito delle trasformazioni profonde che hanno portato modifiche della sua struttura esterna ed interna. Come abbiamo avuto modo di scoprire negli scorsi capitoli il principale responsabile della modificazione dell'aspetto superficiale del nostro satellite è il processo di craterizzazione. I crateri provocati dagli impatti sulla Luna difficilmente possono venire cancellati dal passaggio del tempo per via di due principali fattori: l'assenza di agenti atmosferici e lo scarso rinnovamento della superficie del corpo planetario, non interessato da tettonica a placche

Già negli anni 60 alcuni scienziati si erano accorti che il numero di crateri su una data superficie planetaria è direttamente correlato al tempo geologico (Öpik, 1960; Shoemaker et al., 1962; Baldwin, 1964) ed in questo capitolo espongo i principi generali che vengono seguiti nella datazione di superfici planetarie tramite craterizzazione.

4.1 Datazioni mediante il conteggio dei crateri

E' possibile avere un'idea dell'età relativa dei terreni utilizzando la frequenza di crateri per unità di area in funzione delle loro dimensioni. Se le curve di densità di craterizzazione sono tarate in conformità alle datazioni radiometriche dei terreni a cui si riferiscono si ottengono età assolute di modello valide per tutti i terreni.

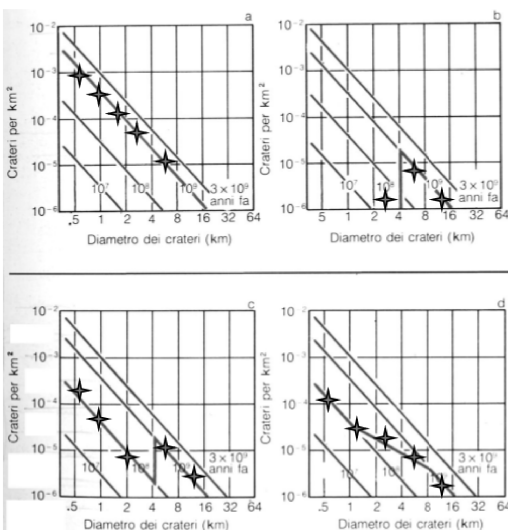


Figura 30: In figura il grafico base del metodo della cronologia mediante il conteggio del numero dei crateri

Partendo da un'ipotesi semplificata per cui il numero di crateri è inversamente proporzionale al quadrato del loro diametro ($N=kD^{-2}$) e servendosi di un grafico in cui in ordinata è presente il numero di crateri per km^2 e in ascissa il diametro di questi crateri si possono ottenere i grafici in figura

- si mostra una superficie sempre della medesima età •
- si mostra l'effetto di un evento (coperture di ejecta o effusioni di lava) che ha cancellato crateri di diametro inferiore a 4 Km
- Una volta esaurito l'evento di cancellazione la craterizzazione riprende ma tutto viene resettato ad età più recenti
- si mostra l'effetto di eventi oblitterativi più gradualmente.

4.2 Saturazione e normalizzazione logR-D

Tutto questo vale sino a che non si giunge alla saturazione della superficie. Superfici sature, infatti, non possono fornire informazione di età relativa o assoluta mediante il conteggio dei crateri

Inoltre secondo alcuni autori la relazione tra numero di crateri e diametro può essere espressa dalla generica legge di potenza:

$$N = k D^b$$

Dove N è il numero cumulativo di crateri, D il diametro, k una costante e b un fattore esponenziale. Nei casi precedenti b è stato considerato uguale a -2 ma questo non avviene sempre. Per esempio la distribuzione dei crateri nelle highlands lunari rispecchia un andamento con esponente -2 mentre la distribuzione dei crateri nei maria lunari un esponente -3 . Per poter quindi discriminare meglio le distribuzioni nelle differenti unità si è quindi creato logR-D plot normalizzato per una curva esponenziale con pendenza -3 .

$$R(D) = D^3 dN/dD$$

Dove:

D : il diametro medio dell'intervallo di dimensioni dD considerato.

dN : il numero di crateri per unità di area per l'intervallo di dimensioni dD considerato.

In un diagramma di questo tipo una distribuzione del numero di crateri in funzione del diametro che segue una curva esponenziale -3 sarà rappresentata da una retta orizzontale (terreni più giovani di luna e marte), una distribuzione a -2 è una retta inclinata di 45° verso sinistra (andamento dei terreni più antichi tipo highlands Lunari) e -4 una retta inclinata di 45° verso destra.

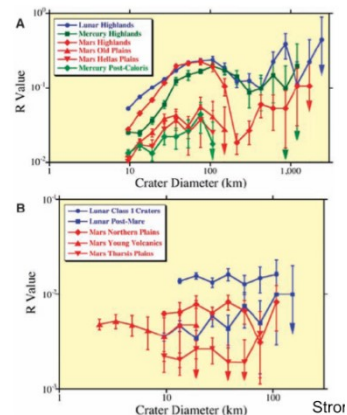


Figura 31: il diagramma tratto da Storn 2005 mostra la distribuzione dei crateri con l'ausilio del valore R plot in ordinata mentre in ascissa è espresso il diametro dei crateri (Storm et al. 2005)

Il fatto che la legge di potenza cambi al cambiare dell'età delle unità (le highland sono più antiche dei maria della Luna e delle piane di Marte) vuol dire che la stessa produzione di crateri ha cambiato la sua forma nel tempo. In particolare la distribuzione dei terreni più antichi (precedenti a 3.8 Ga) è simile alla distribuzione derivata dalle curve di dimensione/frequenza di MBA (Main Belt Asteroids), mentre la distribuzione dei terreni più recenti è simile alla distribuzione derivata dalle curve di dimensione/frequenza di NEA (Near Earth Asteroids). Ciò vuol dire che in tempi antichi la frequenza degli impatti era più elevata e la dimensione degli impattori era decisamente maggiore (periodo di Late Heavy Bombardment tra 4 e 3.8 Ga).

4.3 Crater size frequency distribution, funzioni polinomiali e curve cronologiche

La reale distribuzione del numero dei crateri in funzione del loro diametro per unità di superficie (Crater Size Frequency Distribution-CSF) non segue però un'unica legge di potenza come visto, ma per alcuni segue una funzione polinomiale. Neukum nel 1983 scopre che la relazione che correla il numero cumulativo di crateri al di sopra di un dato diametro per Km^2 si correla al diametro stesso seguendo un'equazione di 11 grado, che chiama funzione di produzione di Neukum (NPF). La curva è stata ottenuta considerando la forma delle distribuzioni di più unità di età diversa e ricavandone un andamento medio rappresentativo. In aperta contraddizione con quanto asserito da Strom, secondo Neukum la forma della curva dovrebbe rimanere invariata per tutti i terreni lunari di età inferiore ai 4 Ga circa.

Una volta calibrate le NPF (Neukum production function) di vari terreni con le datazioni radiometriche assolute ad esse relative si plotta il numero cumulativo di crateri superiori al km di diametro (N_1) su unità di superficie verso le età assolute delle relative superfici. Si calcola poi la curva di best fit utilizzando la formula:

$$N = a(e^{bt} - 1) + ct$$

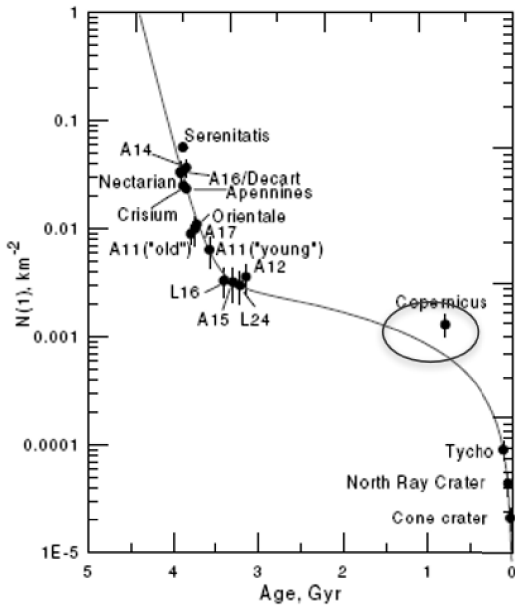


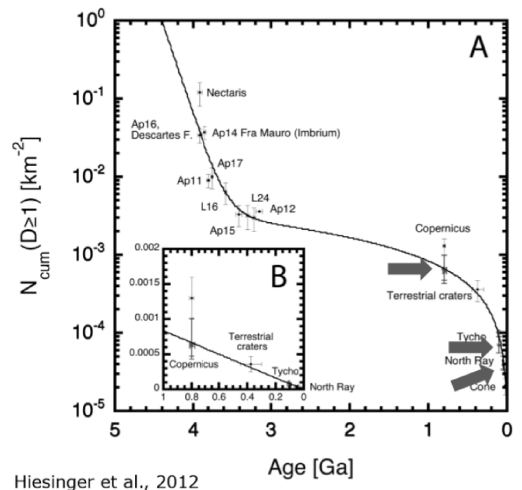
Figura 32: Il grafico mostra la distribuzione dei crateri lunari nel tempo geologico in ordinata, ricavata dalla funzione polinomiale, il numero cumulativo di crateri superiori al km di diametro in ascissa è facilmente ricavabile l'età (Neukum et al. 2001).

Per derivare le età di qualsiasi terreno lunare si fa riferimento a questa curva. Essa mostra un periodo iniziale con un tasso di craterizzazione elevato che termina a circa 3.8 Miliardi dopodiché il tasso diminuisce e diventa simile all'attuale. Tuttavia la curva è ben definita per età più antiche di cui si hanno più campioni e di conseguenza datazioni radiometriche e meno precisa per età più recenti (<3Ga). C'è poi una parte intermedia in cui c'è un unico valore fino a poco tempo fa piuttosto problematico: Il cratere Copernico

La datazione radiometrica di Copernico è avvenuta su campioni di ejecta raggiati di Copernico che sono stati rinvenuti nel sito di Apollo 12 (Meyer et al., 1971) ed ha dato età variabili tra 800 +/- 15 Ma (Eberhardt et al., 1973). Tuttavia le immagini su cui si fecero i conteggi negli anni 70 non avevano un'alta risoluzione spaziale, come le più recenti di LRO e Kaguya. Usando WAC e NAC di LROC e TC di Kaguya Hiesinger et al (2012) hanno corretto il valore CSFD (Crater Size Frequency Distribution) di Copernico.

Per datare la superficie lunare è importante seguire un metodo standardizzato nei seguenti punti:

1. Si designa e si circonda un'area omogenea.
2. Si conta il numero di crateri in funzione del loro diametro e si plotta il risultato.
3. Si ricava dal grafico il valore cumulativo dei crateri con diametro maggiore o uguale ad 1 Km (età relativa).
4. Si deriva l'età utilizzando la curva cronologica calibrata sui dati radiometrici e il numero cumulativo per unità di superficie di crateri con diametro ≥ 1 km a suo tempo derivato dalla superficie d'interesse (età assoluta di modello)



Hiesinger et al., 2012

Figura 33: Nel grafico la nuova cronologia NPF sviluppata da Hiesinger nel 2012 come si può notare i conteggi più precisi hanno consentito di riportare il cratere Copernico sulla linea delle età.

4.4 Le ere lunari e l'evoluzione della Luna

Le datazioni radiometriche dei campioni di Ferro-Anortositi delle highlands riportati a Terra dalle missioni Apollo hanno dato età di 4.45 e-3.9 Ga, le Mg-suite hanno età tra 4.4 e 4 Ga, gli impact melt danno età tra 4-3.8 Ga (LHB), e la maggior parte dei basalti dei Maria hanno età di 3 – 3.75 Ga. Vi sono poi età derivati da ejecta freschi Copernicani D.E Wilhelms (1987).

Le datazioni radiometriche dei campioni Luna ed Apollo hanno permesso di calibrare la stratigrafia Lunare.

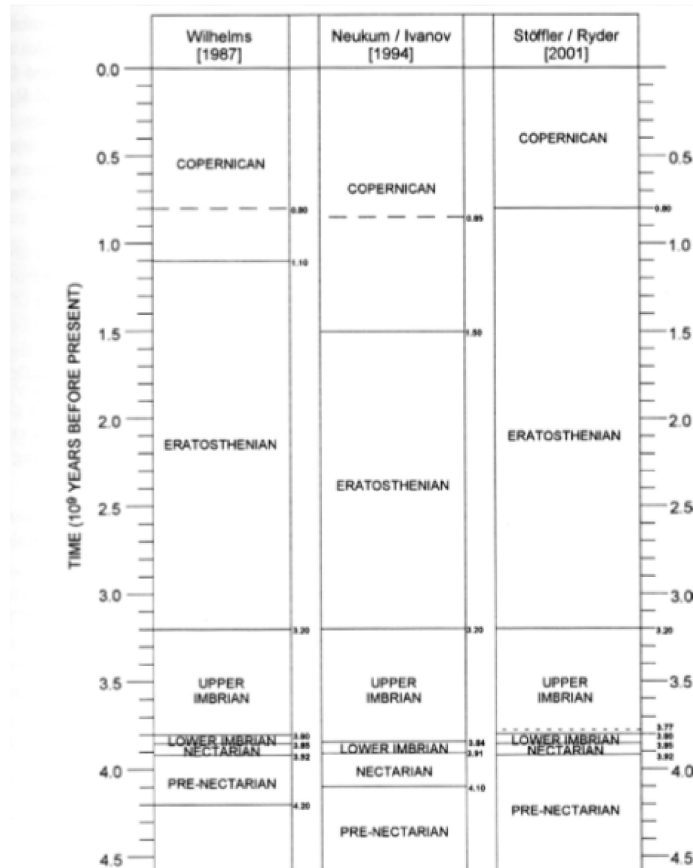


Figura 34: Nell'immagine il confronto tra le stratigrafie proposte da Wihelms (1987) Neukum-Ivanov (1994) e Toffler-Ryder (2001). Si può notare come i diversi autori attribuiscono un diverso inizio all'era Copernicana.

La Luna a differenza della Terra è caratterizzata da ere più lunghe e più antiche (Figura 34). Ciò è chiaramente dovuto al minore tasso di resurfacing di questo corpo planetario privo di tettonica a placche. Ciascuna era lunare è rappresentativa di una sua precisa fase evolutiva

Preneettariano

La storia geologica della luna inizia con la sua formazione circa 4.6 miliardi di anni fa. Indipendentemente da come si sia formata, le attuali teorie scientifiche sono d'accordo nel sostenere che la Luna dopo la sua formazione si trovasse in uno stato di fusione crostale totale D.E Wilhelms (1987) . La crosta superficiale in questo periodo prende il nome di “magma ocean” un vero e proprio oceano di magma che ricopriva la superficie lunare nella sua integrità. Durante questa fase, mentre procedeva la differenziazione magmatica, provenivano dallo spazio giganteschi meteoriti resti di planetesimi aggregatosi nelle prime fasi di formazione del Sistema Solare.

La differenziazione magmatica ha prodotto la maggior parte delle terre degli altopiani, composti prevalentemente da Fe-Anortositi rocce composte prevalentemente da plagioclasio. Essendo questo minerale a bassa densità tali rocce dovevano galleggiare nell'oceano di magma primordiale aggregandosi in giganteschi “rockberg” lunari. Quindi se da un lato i “rockberg” di anortosite, man mano che procede la differenziazione magmatica, tendevano ad aggregarsi a costituire un unico continente dall'altro lato l'ingente bombardamento meteorico tendeva a disintegrare la crosta primordiale. Si stima che tale equilibrio sia continuato sino a circa 4.2 miliardi di anni quando progressivamente il bombardamento tende a diminuire D.E Wilhelms (1987).

Nettariano

Da 4.2 miliardi di anni la Luna entra nel periodo Nettariano segnato da un catastrofico picco di bombardamento meteorico comunemente noto come “late heavy bombardment” (tra 4 e 3.9 Ga). Il rateo di impatti che aveva visto progressivamente ridurre sia le dimensioni che le frequenze degli impatti meteorici improvvisamente riprende vigore e grossi corpi cominciano a schiantarsi su varie zone della Luna. È in questo remoto periodo che viene a formarsi il Mare Crisium, la maggior parte dei terreni del near side e il mare del Nettare che verrà trattato nei prossimi capitoli. Il periodo Nettariano cessa insieme al LHB circa 3.9 miliardi di anni fa.



Figura 35: Il mare Crisium è un bacino d'impatto di 555 km formato a seguito del LHB nel periodo Nettariano.

Imbriano

Secondo Wilhems (1987) a partire da 3.9 miliardi di anni inizia l'era Imbriana, caratterizzata da imponenti eruzioni di basalto che sono andate a colmare la maggior parte dei grossi bacini. Questa fase è caratterizzata da un vulcanesimo effusivo di stile plateau in cui grosse eruzioni presumibilmente fessurali hanno eruttato ingenti quantità di basalto più o meno ricco in titanio. Il periodo Imbriano termina a 3.1 miliardi di anni mentre diminuisce progressivamente il tasso di craterizzazione.

Eratosteniano

Questo è il periodo in assoluto più lungo della scala dei tempi lunari va da 3.1 a 0.9 miliardi di anni, durante questo esteso periodo di tempo il tasso di craterizzazione lunare raggiunge il livello attuale e si sviluppa la maggior parte dell'attività vulcanica e tettoniche del near side lunare. In questo periodo eruzioni localizzate effusive si alternavano a eruzioni di tipo esplosivo stromboliano e vulcaniano. In questo periodo è concentrata la maggior parte dell'attività tettonica bacinale della Luna. Si pensa infatti che l'enorme riempimento Imbriano dei bacini lunari avesse innescato lo sprofondamento dei bacini. Questo è testimoniato da tettonica distensionale nei loro margini ed accomodamento compressionale al loro interno. Progressivamente le effusioni magmatiche diminuiscono fino a cessare definitivamente circa 1 miliardo di anni fa.

Copernicano

Caratteristico dell'evoluzione lunare da 0.9 miliardi di anni fa ad oggi è un periodo di relativa calma in cui il processo di craterizzazione, una tettonica compressionale a scala globale, causata dal progressivo raffreddamento del pianeta e i sismi a ciclicità mareale sono gli unici processi in atto sulla superficie lunare Don E. Wilhems (1987). Le unità tettoniche di questo periodo sono esclusivamente legate ai crateri di impatto ed ai loro depositi.

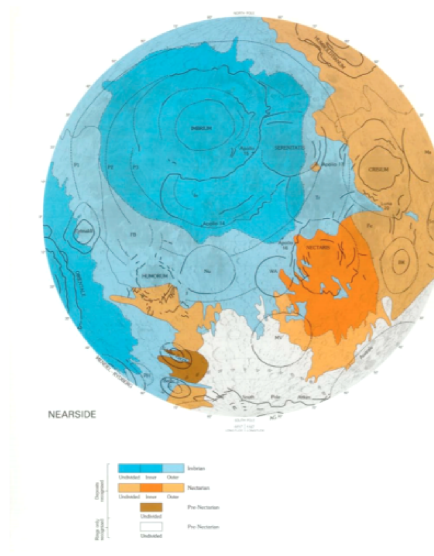


Figura 36: la suddivisione delle superficie lunare per età geologiche di formazione tratta dal libro Geological history of the moon.

Capitolo 5: Il caso del Mare del Nettare

Inquadramento geologico

Il mare del Nettare ($15.2^{\circ}S$ $34.6^{\circ}E$) è considerato un bacino di impatto a tre anelli, comunemente denominato "multi ring impact basin", di 820 km di diametro, localizzato a sud del mare della Tranquillità e a sud ovest del mare della Fecondità nel lato visibile della Luna "near side". I Monti Pirenei bordano il margine est del mare mentre il Sinus Asperitatis si fonde con lui nel margine nord-ovest. Diversi crateri sono situati sul suo margine. Il più grande è Fracastorius, un cratere di 124 km riempito di lava che si fonde con il bordo sud del mare. Nel margine nord del cratere Fracastorius è localizzato un duomo vulcanico Fracastorius 1 del diametro di 30 km. Un gruppo di crateri di diametro paria a 100 km Theophilus, Cyrillus e Catharina sono localizzati nel margine nord-ovest del Mare. Mentre nella piana magmatica si riconoscono diversi crateri fantasma ricoperti di lava ("ghost crater") tra cui il noto cratere Daguerre situato nel margine settentrionale del maria. L'impatto che ha formato il bacino è avvenuto probabilmente 3.98 \pm 0.03 miliardi di anni fa. Il materiale eiettato durante il gigantesco impatto forma la porzione superficiale del sito di allunaggio della missione Apollo 16. Le formazioni interne del bacino sono state depositate dopo la formazione del mare e sono composte da una continuità di basalti in un'area di 84 100 km² (Whitford-Stark, 1981). Frammenti del riempimento basaltico di Nectaris sono stati raccolti dalla missione Apollo 16 (Maurer et al., 1978).

Questi campioni basaltici sono particolarmente ricchi in titanio e presentano età leggermente più recenti della formazione del bacino circa 3.79 ± 0.05 miliardi di anni.

Tettonica

Le faglie compressionali sono evidenziate nella parte est e ovest del mare del Nettare. Nel margine interno orientale del maria esse sono più evidenti e si mostrano come un arco di 275 km di lunghezza e 22 km di larghezza. Nel margine ovest sono parzialmente ricoperte dagli ejecta di Theophilus. Un'analisi statistica degli orientamenti delle faglie da parte di Maxwell e Gilford, (1980) ha identificato una direzione principalmente meridiana delle faglie compressionali. Secondo Fagin et al. (1978) questo orientamento nord-sud è una caratteristica comune nei bacini lunari. Le varie spiegazioni per le origini delle pieghe compressionali sono stati riassunti da Sharpton e Head (1980), che ha concluso che la maggior parte delle prove era in favore di una genesi di tettonica bacinale multistadiale.

Lucchitta et al. (1977) concluse che gli archi erano associati con le principali faglie ma che la maggior parte di esse è indirettamente correlata agli archi, poiché ha risposto a un diverso campo di stress.

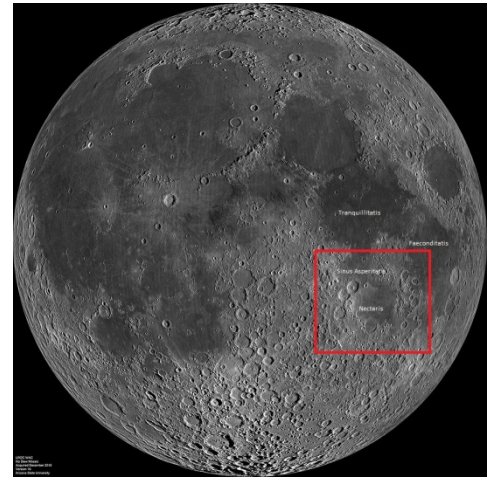


Figura 37: Il mare del nettare in un immagine catturata dalla sonda LROC

Vi sarebbe stato quindi un primo campo di stress tettonico che ricalcava i margini del bacino susseguito da un campo principalmente compressivo nella direzione est-ovest (Fagin et al., 1978) legato presumibilmente alla progressiva contrazione globale della Luna (Solomon et al. 1979) ne risulta quindi una disposizione degli allineamenti preferenziali nord-sud. Secondo Pieters et al, (1980), le creste delle pieghe compressionali all'interno del Nectaris non sembrano differire dalla composizione dei basalti di superficie a loro adiacenti. Sempre secondo Pieters et al. (1980) Questo potrebbe essere interpretato in due modi; le pieghe compressionali sono successive alla produzione del mare, oppure potrebbero essere state ricoperte da una colata successiva.

Le fratture estensionali sono comuni all'interno dei maria lunari (Solomon e Head, 1980) ma questo non è il caso del bacino Nectaris (Whitford-Stark, 1981). L'unica zona marcatamente dominata dalla presenza di graben estensionali si trova oltre il margine nord-est del bacino, vicino alla zona cratere Gaudibert. Le stime degli spessori, la presenza di un evidente Mascon, le pieghe compressionali orientate non supportano una tale interpretazione (Whitford-Stark, 1981). La produzione di graben lunari è stimata terminare a $3,6 \pm 0,2$ Ga di fa (Lucchitta and Watkins, 1978). Quindi, dal momento che i basalti Nectaris sono considerati più vecchi di 3.6 Ga, perché non hanno prodotto graben? Solomon e Head (1980) sostengono che la produzione di graben sia associata a un campo di stress estensionale causato da uno sprofondamento del bacino sotto il peso dei basalti. Nel loro modello, la scarsità di graben nel Nectaris è spiegata con uno spesso strato di litosfera (> 75 km) particolarmente elastico sotto il bacino e uno strato litosferico più sottile sotto le aree in cui si generano graben. Sebbene Nectaris manchi di numerosi graben, ha un'abbondanza di crateri fratturati sul floor. Questo viene definito: "uno dei problemi più interessanti sulla luna" (Schultz, 1976).

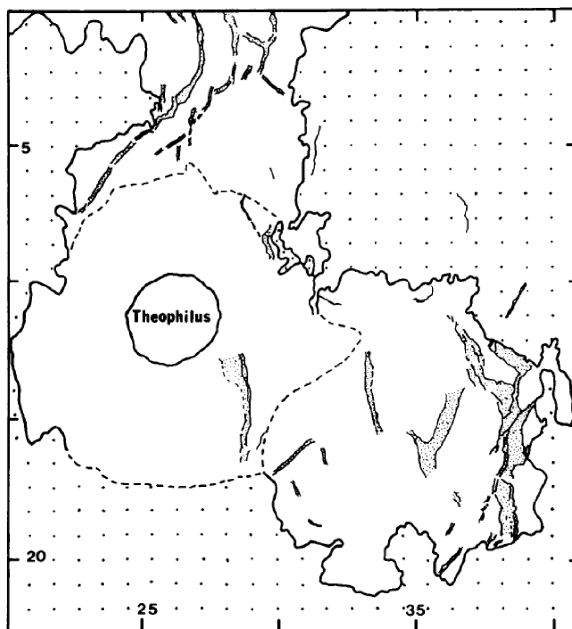


Figura 38: Riproduzione schematica delle pieghe compressionali del mare Nectaris (Whitford-Stark, 1981). Da notare l'allineamento nord sud fortemente sviluppato. Le highland lunari sono indicate dal motivo punteggiato

Evoluzione post-maria

La deposizione degli ejecta di Theophilus e la formazione dei raggi di Tycho combinati con una progressiva subsidenza che ha causato graben nel margine nord e thrust compressionali nel margine est sono presumibilmente le uniche modificazioni tettoniche che hanno agito dal momento della massiccia estrusione di materiale basaltico (J.L. Whitford-Stark 1981)

La figura 39 tratta da (Whitford-Stark, 1981) rivela la struttura ad anelli multipli tipica dei grossi bacini lunari, di cui ne è espressione massima il mare Orientale. Il caso del Nectaris non è così palese poiché tale maria si è sovrapposto ai precedenti bacini Tranquillitatis e Fecunditatis. Il Nectaris nonostante le sue modeste dimensioni esercita un'importanza fondamentale nella cronologia lunare poiché segna l'inizio del periodo Nettariano. Nell'immagine schematizza sono evidenziati i principali crateri Fracastorius, Piccolomini, Theophilus, Cyrillus e Catherina nei quali sono riconoscibili i segni di una modesta erosione insieme ai crateri fantasma come Daguerre ricoperti dalla colata basaltica.

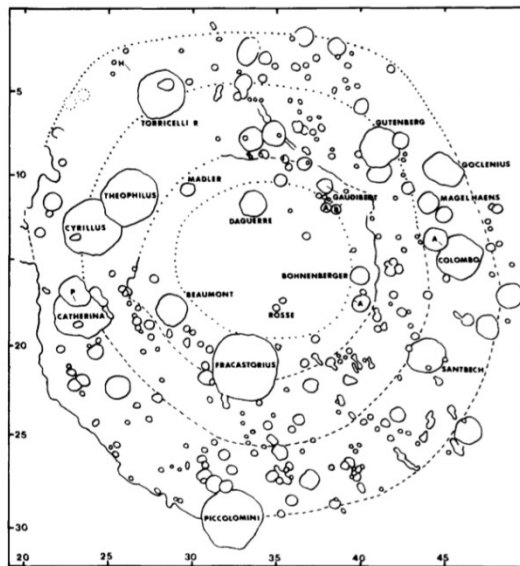


Figura 39: un modello schematico della struttura ad anello del maria e dei principali crateri (Whitford, 1981).

Vulcanesimo

Secondo Stark et al. 1986 i flood basalts del Nectaris ricoprono per lo più l'anello più interno del Bacino e una zona a nord ovest, chiamata Sinous Asperitatis, che è in diretta comunicazione con il Mare della Tranquillità. Il riempimento di basalto sarebbe stato stimato attorno ai 3 km di spessore (Stark et al. 1986). I basalti del mare Nectaris sono stati considerati a basso contenuto di ossido di titanio (minore del 5wt%) (Pieters, 1978; Lucey et al. 1998). Tuttavia secondo Delano (1975) esisterebbero dei campioni ricchi in titanio raccolti nella missione Apollo 16 ritenuti ejecta provenienti proprio dal mare Nectaris. Si tratta di basalti a composizioni intermedie, simili ai campioni di basalti raccolti nelle missioni Apollo 12 datati 3.6 miliardi di anni. Uno dei campioni attribuiti al riempimento del bacino Nectaris è stato datato da Schaeffere e Hussian (1974) a 3.79 Ga

Il mare è inoltre caratterizzato anche dalla messa in posto di duomi vulcanici monogenetici e multistadiali che sono di particolare interesse per la presente dissertazione.

DATI

La realizzazione di una carta geologica richiede l'uso delle immagini e dei dati morfometrici che insieme costituiscono la base dell'interpretazione fotogeologica. Nella presente tesi di laurea sono stati utilizzati i dati della missione LRO sia per le riprese ad ampio campo della Wide Angle Camera (WAC) sia per quelle ad alta risoluzione provenienti dalla Narrow angle camera (NACs). La topografia è stata garantita dal modello digitale del terreno (DEM) della missione Kaguya mentre per i caratteri spettrali ed i colori si è utilizzato il mosaico globale ricavato dai dati della missione CLEMENTINE.

LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA

Insero :Sistema di coordinate e Convenzioni cartografiche

Coordinate selenografiche

Per coordinata selenografica si intende una delle due coordinate, la latitudine e la longitudine, espresse entrambe in gradi, utilizzate per identificare univocamente la posizione di un punto sulla superficie della Luna, analogamente a quanto fanno, nel caso della Terra le coordinate geografiche latitudine e longitudine terrestri.

Secondo la convenzione dell'Unione Astronomica Internazionale del 1961:

- il meridiano centrale è la linea di longitudine che passa per il punto medio centrale del disco lunare visibile.
- la latitudine selenografica indica la posizione a nord o a sud dell'equatore lunare (di latitudine 0°); la latitudine selenografica è positiva verso Nord (verso il cratere Plato) e negativa verso Sud (verso il cratere Tycho)
- la longitudine selenografica indica la posizione a est o ad ovest rispetto al meridiano centrale della Luna (di longitudine 0°); la longitudine selenografica aumenta verso Est (verso il Mare Crisium): è 90° al bordo esterno (o lembo medio) Est della Luna, 180° nella posizione opposta alla Terra, 270° al bordo esterno Ovest, e arriva 360° al meridiano centrale. L'ovest si trova verso l'Oceanus Procellarum; in questa direzione possono essere usati anche gradi negativi.

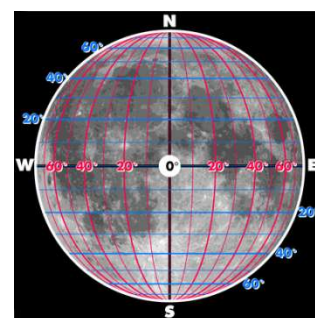


Figura 40: i principali paralleli e meridiani lunari

Suddivisione in quadranti della superficie lunare

Per la cartografia della Luna, l'Unione Astronomica Internazionale ha convenzionalmente suddiviso la superficie del satellite secondo due reticolati. Il primo, adatto ad una rappresentazione in scala 1:2.500.000, definisce 30 maglie. Il secondo, adatto ad una rappresentazione in scala 1:1.000.000, definisce 144 maglie.

Alle maglie del primo reticolato è stato assegnato un codice di tipo LQ-n, a quelle del secondo uno di tipo LAC-n. In entrambi i casi, n è il sequenziale assegnato alla maglia all'interno del reticolato di riferimento. LQ è l'acronimo di Lunar Quadrangle, LAC di Lunar Astronautical Chart.

In entrambi i reticolati, le maglie circumpolari sono di forma circolare e la numerazione delle maglie avviene da nord verso sud e da ovest verso est.

Reticolato LQ

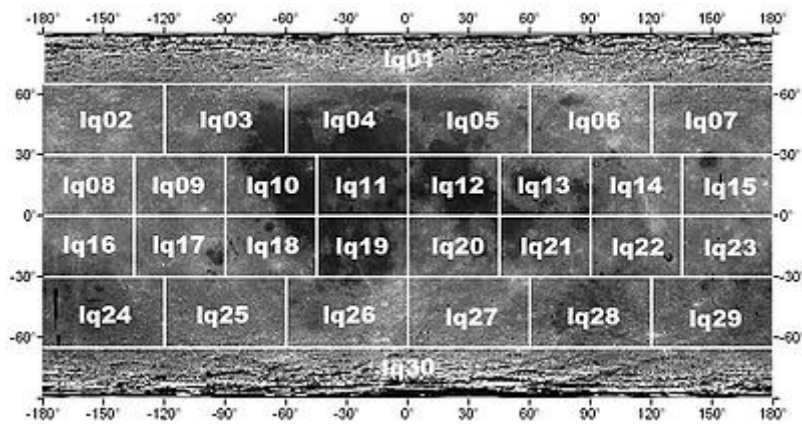


Fig. 41 Schema d'insieme delle maglie del reticolato LQ.

Le dimensioni delle maglie differiscono per numero di gradi di longitudine e latitudine coperti. Per ciascuno degli emisferi nord e sud sono state definite tre fasce di maglie.

La prima fascia si estende tra gli 0° e i 30° N/S (rispettivamente per ciascun emisfero) ed è suddivisa in otto maglie di 45° di longitudine ciascuna.

La seconda si estende tra i 30° N/S e i 65° N/S ed è suddivisa in sei maglie di 60° di longitudine ciascuna. Per entrambe queste fasce si è adottato come meridiano convenzionale per l'avvio della suddivisione in maglie quello posto a 180° E, ovvero il meridiano centrale della faccia nascosta della Luna.

La terza fascia, che si estende oltre i 65° N/S, è composta dalla sola maglia circumpolare.

Secondo il reticolato LQ la zona di studio Il mare del Nettare cade in una zona interessata da 4 particolari quadranti: Il quadrante di Theophilus, quello di Rupes Altai, il quadrante del cratere Colombo e infine il quadrante di Fracastorius.

Reticolato LAC

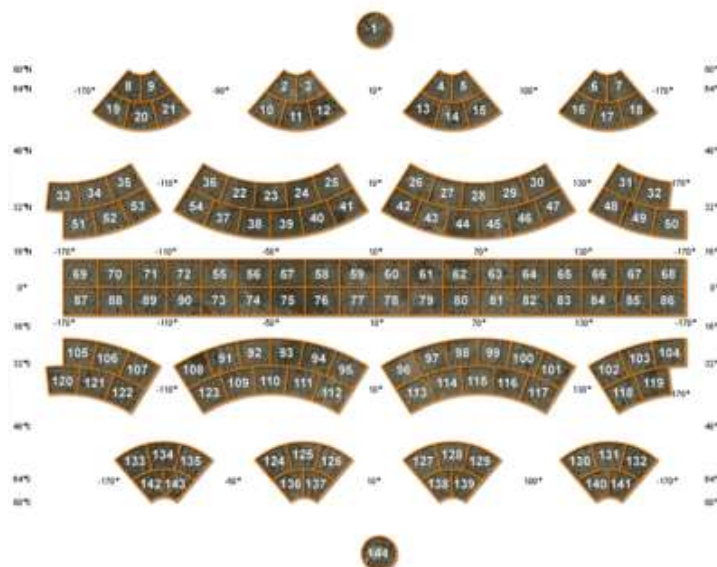


Fig. 42 Schema d'insieme delle maglie del reticolato LAC.

Tutte le maglie misurano 16° di latitudine, eccetto le due circumpolari che ne misurano 10. Le dimensioni delle maglie differiscono per numero di gradi di longitudine coperti. Per ciascuno degli emisferi nord e sud sono state definite sei fasce di maglia.

La prima e la seconda fascia, che si estendono rispettivamente tra gli 0° e i 16° N/S e tra i 16° N/S e i 32° N/S, sono suddivise in diciotto maglie di 20° di longitudine ciascuna.

La terza si estende tra i 32° N/S e i 48° N/S ed è suddivisa in quindici maglie di 24° di longitudine ciascuna.

La quarta si estende tra i 48° N/S e i 64° N/S ed è suddivisa in dodici maglie di 30° di longitudine ciascuna.

La quinta si estende tra i 64° N/S e gli 80° N/S ed è suddivisa in otto maglie di 45° di longitudine ciascuna.

La sesta fascia, che si estende oltre gli 80° N/S, è composta dalla sola maglia circumpolare.

Il meridiano convenzionale per l'avvio della suddivisione in maglie di ciascuna fascia è quello posto a 90° W, tranne per la terza fascia che usa quello posto a 86° W.

Questa scelta fa sì che il meridiano a 10° E sia l'unico ad essere per tutte le fasce una linea di separazione tra due maglie.

44 maglie hanno ricevuto una denominazione basata su una caratteristica superficiale peculiare presente nella maglia stessa.

Proiezioni e scala di lavoro

Le cartografia geologica da me realizzata si è basata su una proiezione conica conforme di Lambert che è stata utilizzata per proiettare tutti i dati sopra descritti.

La scala utilizzata durante la realizzazione della carta è stata definita sulla base della regola di Tobler (1987) per cui:

$$Sm = Rr \times 2000$$

Dove **Sm** è la scala di mappatura e **Rr** è la risoluzione media del dato raster. La scala di mappatura è la scala più opportuna per disegnare le linee del dato vettoriale che costituiscono la carta geologica. La regola di Tobler prevede pertanto che se si intende mappare un quadrante associato ad una basemap con una risoluzione di 150 mpp, la scala della mappatura dovrebbe essere 1:330.000. Tuttavia il raster della basemap può non avere una risoluzione uniforme, ed in particolare essa può variare da punto a punto anche di un fattore moltiplicativo 2 o 3. Per questo Tanaka et al (2011) suggeriscono di mappare a una scala da 2 a 5 volte maggiore di quella calcolata con la precedente formula.

$$Son = Sm \times n \quad (2)$$

Dove **Son** è la scala consigliata per la mappatura da Tanaka et al. (2011).

Quindi se il dato raster ha una risoluzione media di 150 mpp la scala della mappatura dovrebbe essere almeno di 1:600.000.

Nel mio caso mappando sul mosaico LROC con una risoluzione media di 100 mpp ho mappato in scala 1:400.000

E ho prodotto una carta in scala 1:750.000

I Dati LRO

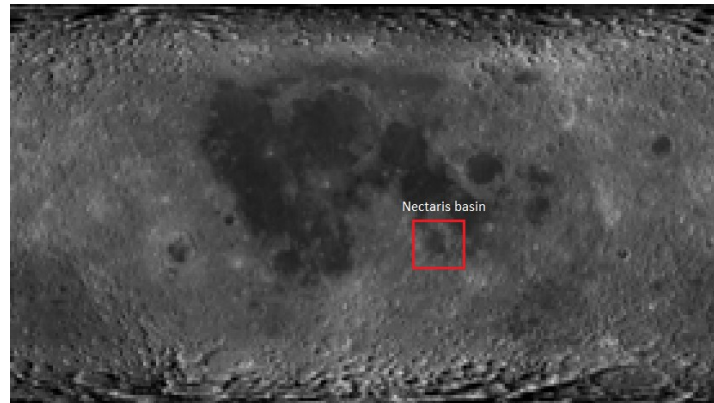


Figura 43: LROC-WAC Global Mosaic 100m ppm Giugno 2013

Come già spiegato nel primo capitolo il Lunar Reconnaissance Orbiter della NASA montava la camera LROC che ha acquisito immagini in bianco e nero. In realtà si tratta di due set di camere una per le riprese ad alto angolo di copertura (Wide Angle Camera WAC), con una risoluzione di circa 100m pixel, e una per riprese a basso angolo di copertura ad alta risoluzione fino a 50 cm la NACs (Narrow Angle Camera) in cui era presente un mosaico globale della Luna che ho opportunamente ritagliato nella zona di interesse ovvero il mare del Nettare. Il mosaico elaborato dalla Arizona State University è composto da oltre 15.000 immagini acquisite tra novembre 2009 e febbraio 2011. Infatti la WAC mappa l'intera Luna in un mese, tuttavia l'angolo di incidenza solare all'equatore cambia di circa 28° dall'inizio alla fine del mese. Quindi per uniformare le variazioni dell'angolo di incidenza, il mosaico equatoriale è composto da dati raccolti in tre periodi (da 1/20/2010 a 1/28/2010, dal 30/05/2010 al 6/6/2010, 24/04/2010 a 2010/7/31). Le immagini del mosaico del Polo Sud sono state acquisite dall'8/10/10 al 9/19/10 e le immagini polari nord dal 22/04 al 19/05/10. Le immagini non polari sono state proiettate sulla mappa GLD100 utilizzando il DTM 100m / pixel derivato da WAC, mentre le immagini polari sono state proiettate sulla mappa tramite il modello di forma di LOLA (da 80° a 90° N / S) e il GLD100 (da 60° a 80° N / S). Poiché le immagini polari sono state acquisite in una stagione diversa rispetto alle immagini equatoriali e la funzione fotometrica lunare non è perfettamente nota, c'è una differenza di luminosità in cui i mosaici polari incontrano i mosaici equatoriali. Nel nostro caso la zona di studio cade vicino una fascia equatoriale e quindi il ritaglio non presenta variazioni nella funzione fotometrica.

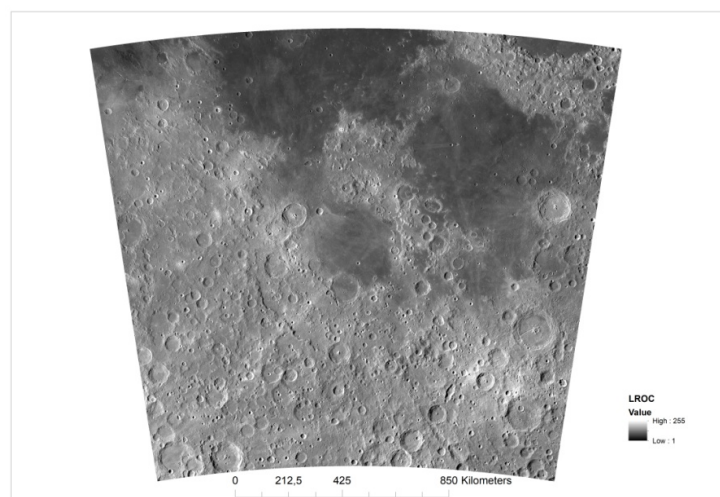


Figura 44: Il ritaglio del mosaico di LROC usato come basemap.

I Dati KAGUYA

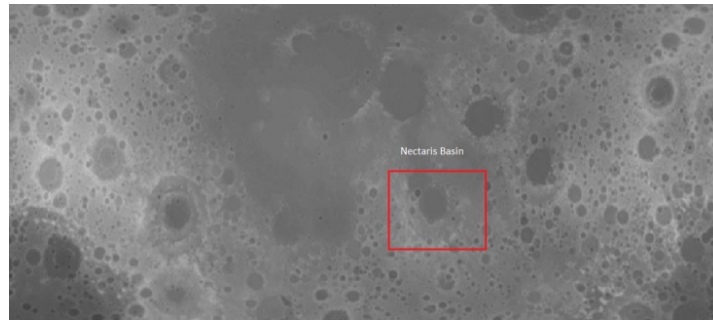


Figura 45: LRO LOLA and Kaguya Terrain Camera DEM Merge 60N60S 512 ppd (59m)

Come già ribadito nel capitolo sulle esplorazioni della Luna la missione SELENE della JAXA ha acquisito ottimi dati di alta precisione tra cui il DEM scaricabile dal sito dell'USGS. Il DEM è stato elaborato e migliorato dai team di KAGUYA e di LOLA rispetto al precedente DEM ricavato dalla missione LROC, esso copre le latitudini entro $\pm 60^\circ$, ha una risoluzione orizzontale di 512 pixel per grado (~ 59 m all'equatore) e una tipica precisione verticale da 3 a 4 m (Barker et al. 2015).

Questo DEM è costruito da $\sim 4,5 \times 10^9$ altezze topografiche geodeticamente accurate dal Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA) a bordo del Lunar Reconnaissance Orbiter, al quale sono state co-registrate 43.200 DEMs stereo-derivati (ciascuno $1^\circ \times 1^\circ$) da SELENE Terrain Camera (TC) (~ 1010 pixel totali). Dopo la co-registrazione, circa il 90% dei DEM della TC ha mostrato residui verticali della radice quadrata media con i dati LOLA di <5 m. Combinando entrambi i set di dati co-registrati, il team ha ottenuto un DEM quasi globale con un'elevata accuratezza geodetica e senza l'interpolazione di superfici. Il risultante DEM LOLA + TC (designato come "SLDEM2015") è stato realizzato con particolare attenzione alla quantificazione delle giunzioni e degli errori di crossover.

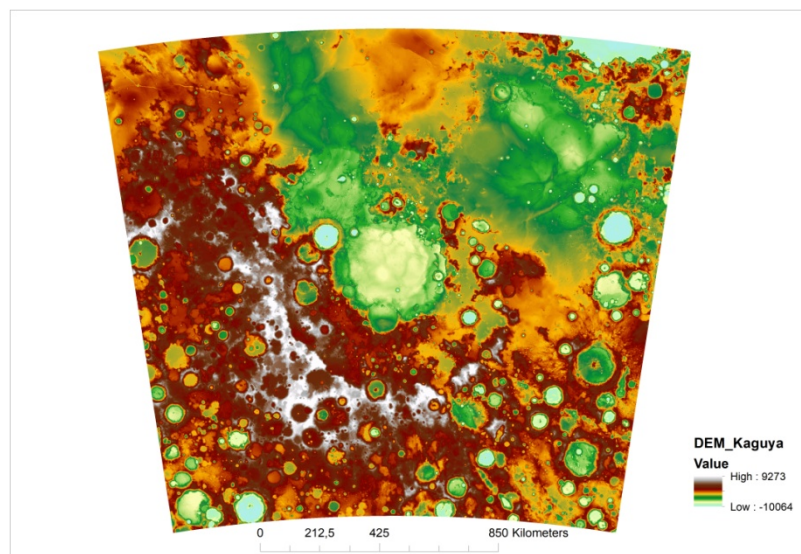


Figura 46: Il ritaglio del DEM usato per la mappatura del Nectaris.

I Dati CLEMENTINE

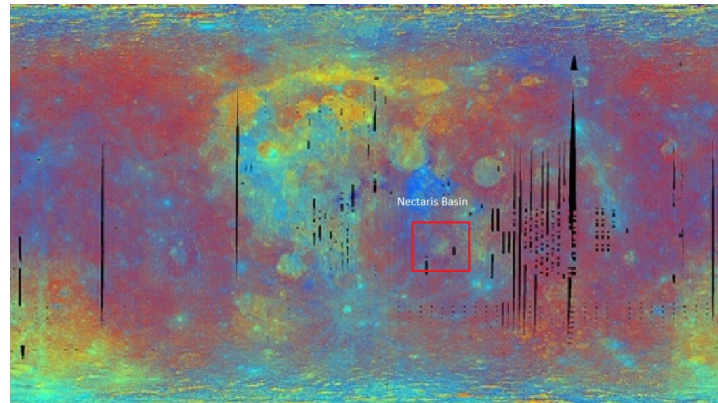


Figura 47: Clementine UVIS Warped Color Ratio Mosaic

Sempre da USGS ho scaricato i dati spettrali della missione CLEMENTINE. Si tratta di un mosaico globale generato da dati UVVIS usando tre filtri spettrali (415, 750 e 1000 nm) Il mosaico è un composito in cui il rapporto delle bande di 750/415 nm viene utilizzato per la luminosità del canale rosso, 415/750 nm per il canale blu e il rapporto 750/1000 nm controlla il canale verde.

Interpretazioni del colore: il canale rosso rappresenta aree a basso contenuto di titanio o ad alto contenuto di vetro, il canale verde è sensibile alla quantità di ferro nella superficie e il canale blu riflette le superfici con un elevato contenuto in titanio o superfici con pendii particolarmente scoscesi che non vengono compensati utilizzando i rapporti di immagine. Gli altopiani lunari appaiono rossi perché hanno accumulato agglutinati vetrosi prodotti durante lo space weathering (maturazione). Anche il rosso nell'immagine a falsi colori rappresenta depositi piroclastici a causa del loro contenuto naturalmente elevato di vetro. L'area giallo-verde dei maria è dovuta all'effetto combinato della concentrazione di minerali mafici (verde) e del vetro nel terreno prodotto dalla maturazione (rosso). Il colore blu dei maria lunari è causato da una composizione relativamente più alta in titanio rispetto a altri basalti marini (Lucey et al. 2000).

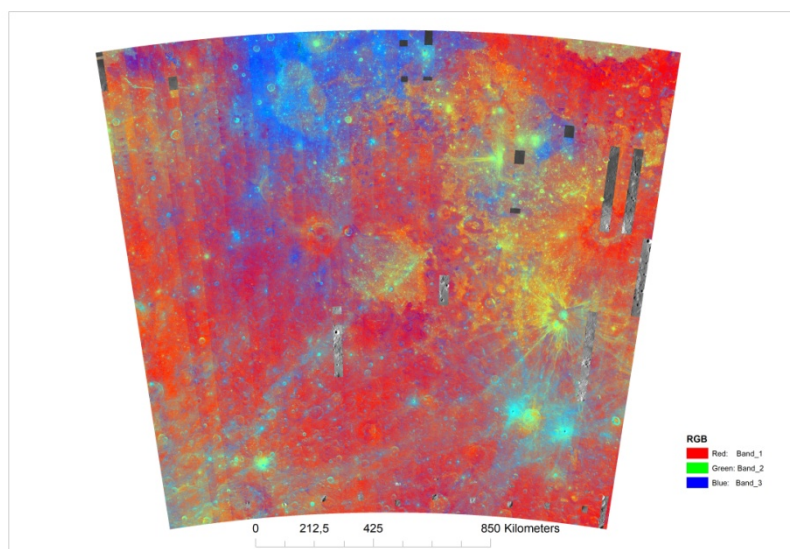


Figura 48: Il ritaglio del mosaico globale Clementine usato per la mappatura del Nectaris.

METODI

I metodi usati in questa tesi sono:

- GIS mapping
- Analisi strutturale
- Realizzazione di profili stratigrafici
- Analisi cronologica tramite densità di craterizzazione

Il mapping geologico

La cartografia geologica è stata realizzata utilizzando i layer vettoriali di Arc-GIS. In particolare i layer vettoriali (i.e. feature classes) vengono organizzati in ArcCatalog seguendo le raccomandazioni dell USGS.

Per il mapping ho usato quattro principali features class: limiti geologici (i.e. polilinee), linear features (i.e. polilinee), surface covers (i.e. poligoni), geological units (i.e. poligoni) e point features (punti).

Limiti geologici-Geological contacts(GC)

I GC definiscono i limiti tra le varie unità geologiche e tra le unità associate ai processi di craterizzazione (e.g. depositi di di ejecta e crater floors). Questi Layer vettoriali costituiranno la base della mappatura prima di venire convertiti in poligoni per costituire le unità geologiche. Gli standard USGS classificano questi contatti in 4 classi; certain, approximate, concealed e inferred contacts.

Il contatto certo (Certain) è il caso in cui il limite tra due terreni diversi risulta chiaro ed evidente i

Il contatto è approssimato (Approximate) quando la discriminazione è incerta, come ad esempio nel caso di transizioni graduali.

Per questo progetto ho deciso di utilizzare, per via della bassa uniformità della base map e per la scarsa presenza di contatti inferred , solo le prime due classi; contatto certo (certain) e contatto approssimato (approximate).

Linear features (LF)

Le features lineari rappresentano quelle strutture morfologicamente assimilabili a linee come faglie, creste dei crateri e forme vulcaniche come canali di lava (sinuous rille). Le faglie sono state divise in due categorie in analogia con i geological contact; certain e approximate. In particolare ho suddiviso le faglie in compressionali “thrust” certi o presunti, e faglie estensionali e “graben” certi o presunti.

Per quanto concerne i crateri, ho riportato tutte le creste dei crateri maggiori di 5km con la classe “Small crater rim” mentre quelli maggiori di 20km come “Crater rims”. Ho inoltre differenziato le creste dei crateri fantasma ricoperti interamente di lava da quelle dei buried crater, solo parzialmente ricoperti. Ho infine creato una classe per le strutture lineari di difficile attribuzione “Uncertain Structure”.

Surface features (SF)

Questo layer poligonale comprende due categorie secondary crater clusters e light color ejecta. Tali campiture riflettono effetti generati da crateri di grandi dimensioni al di fuori della zona mappata, quale la formazione di crateri secondari o la sovrapposizione di ejecta su unità della mappa.



Secondary crater / cluster
Light colored ejecta / Bright

Points features (PF)

Questo layer ha differenza dei precedenti è composto di punti, è usato per indicare la posizione di duomi (si veda Fra l e Picl in carta), vulcani e loro bocche eruttive come è il caso della regione nei pressi del cratere Gaudimbert, e infine ingressi di cavità sotterranee.

Finalizzazione del prodotto cartografico

Smussamento delle features contatti e correzione topologica

Una volta terminato l'editing delle feature lineari, le linee vengono smussate per mezzo di un apposito tool di Arc-GIS (Smooth Tool). Successivamente "tramite il tool Advance editing" si sono generati i poligoni dalle polilinee seguendo tre principali regole topologiche :

- *Must not have dangle*: prima del processo di costruzione dei poligoni è importante che ogni singola linea disegnata venga chiusa al contatto con altre linee, ciò consente di non avere dei vertici liberi.
- *Must not intersect*: questa regola evita che ci siano sovrapposizioni tra elementi lineari.
- *Must not self intersect*: questa regola è simile alla precedente, controlla che la stessa linea non intersechi se stessa .

Creazione dei poligoni e assegnazione delle unità geologiche

I poligoni creati vengono controllati per la presenza di possibili errori e discrepanze e infine associati, per mezzo della tabella degli attributi a definite unità geologiche.

Le unità geologiche sono assegnate per mezzo delle proprietà morfologiche e spettrali.

Una prima suddivisione avviene per i materiali dei crateri. Ogni cratere lunare possiede un *floor*, una parete interna, un *rim*, una parete esterna e una zona esterna in cui sono distribuiti i suoi *ejecta*. Gli *ejecta* più evidenti sono quelli prossimali al cratere per la quale ho creato la classe (mpe: *minor proxima ejecta*) per quanto riguarda i crateri maggiori ho creato singole classi per i rispettivi *ejecta blanket* poiché in questi casi gli *ejecta* presentano caratteristiche peculiari per ogni diverso cratere.

I floor sono suddivisi in tre classi: floor smooth (lisci), floor hummocky (gibbosi), floor con evidenze di attività magmatica (Sinuous rilles, campi di duomi, depositi piroclastici). Oltre ai materiali propri del processo di craterizzazione ho creato diverse unità per i basalti dei maria in funzione delle loro provenienza e proprietà spettrali; basalti ricchi in titanio, provenienti per lo più dal Sinuous Asperitatis confinante con il mare Tranquillitatis e basalti più poveri in titanio con un colore spettralmente giallo dato dalla combinazione di minerali mafici e agglutinati vetrosi provenienti dai vicini altipiani. Un'altra unità minore di basalti ricchi in titanio è stata rilevata sul floor settentrionale del cratere Fracastorius. I terreni delle Highland sono differenziati in due classi in funzione delle loro proprietà spettrali: una macrounità che presenta una colorazione rossa nei dati Clementine tipica della maggior parte dei terreni degli altipiani (data dalla presenza di agglutinati vetrosi) è che è morfologicamente riconoscibile grazie alla densa craterizzazione e la posizione rilevata dei terreni evidenziata dai dati DEM, ed un'unità che presenta un ancora più elevato contenuto in vetro evidenziato da un valore medio dei pixel nella banda rossa maggiore. Inoltre vengono create apposite unità per le strutture vulcaniche come il grosso edificio Fracastorius 1, Piccolomini 1 e il campo di duomi nel margine nord del Nectaris.

Datazione delle superfici

Come già affrontato nel capitolo 5 grazie all'analisi del numero cumulativo di crateri per unità d'area, tramite l'uso di funzioni polinomiali, è possibile ricavare un'età relativa di modello che calibrata sui dati sperimentali radiometrici può conferirci un'età assoluta di modello.

Per eseguire le datazioni mi sono servito di un strumento per ArcGis "Crater Tools" che consente di generare due tipi di shape file per eseguire le datazioni; un shape poligonale che indica l'area di conteggio e un layer sempre poligonale che permette di contornare tutti i crateri presenti nella data area

Procedura:

1. Per eseguire queste analisi è opportuno individuare per prima cosa le aree d'interesse da datare, che devono essere omogenee e possibilmente appartenenti ad un unico tipo di formazione geologica..
2. Una volta individuata l'area si procede a disegnare i crateri maggiori di un certo diametro, nel mio caso maggiore di 1km.
3. Quindi tramite la barra degli strumenti di "crater Tools" si può eseguire un plot di anteprima per rendersi conto di quale sia il range di età che si sta ottenendo .
4. Poi sempre tramite la barra degli strumenti si esportano i dati necessari per realizzare la datazione in modo rigoroso.

A questo punto ci si può servire di un software indipendente da Gis (Crater Stat) per importare i dati, analizzarli e produrre i grafici finali:

1. Attraverso il Browser si importano i file precedentemente esportati da ArcGis
2. Si setta il programma al fine di fittare al meglio i dati puntuali con una data curva di produzione .Nel mo caso ho usato il modello la curva di produzione e il modello cronologico di Neukum (2001) considerando un certo grado di resurfacing
3. Si definisce quindi il range di diametri da prendere in considerazione per ottenere il fit migliore della curva con la distribuzione cumulativa dei crateri
4. Si legge l'età assoluta di modello associata al relativo errore di fit.

Creazione di rappresentazioni tridimensionali con ArcScene

Per realizzare rappresentazioni 3D con *ArcScene* è necessario assegnare le altezze di un DEM a un dato raster. Procedura operativa:

- Si caricano i due layer su ArcScene si impostano in modo che il DEM sia sotto alla mappa raster.
- Si clicca su “layer properties” del DEM poi su base height si imposta “floating on a custom surface” si seleziona nel menù a tendina il DEM.
- Si aggiunge qualche effetto visivo sull’opzione rendering, si ricampiona l’immagine con un particolare tipo di funzione: io ho scelto una convoluzione cubica.
- Su “scene properties” e poi su general si imposta l’esagerazione delle altezze.
- Successivamente si seleziona le proprietà del raster alla quale si vuole assegnare la tridimensionalità.
- Si può anche convertire i poligoni delle unità geologiche in raster e poi assegnarli una tridimensionalità.

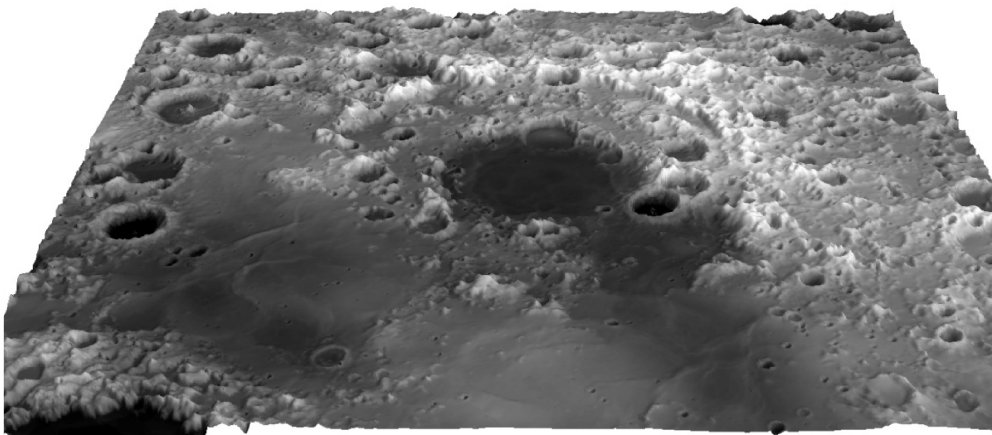


Figura 49: Rappresentazione tridimensionale del DEM Kaguya

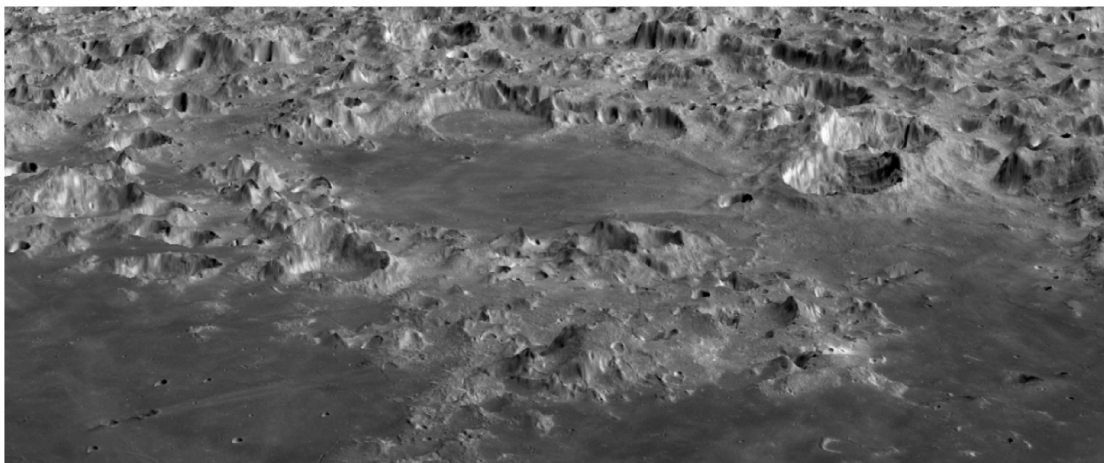


Figura 50: rappresentazione tridimensionale del bacino del Nectaris

RISULTATI

Mapping Geologico

La cartografia da me redatta del mare del Nettare, consente di osservare più in dettaglio i crateri, le colate e le strutture vulcaniche e tettoniche del bacino del Nectaris. Di seguito ho diviso la trattazione dei risultati in: principali crateri, crateri secondari di far field, light color ejecta, colate, forme vulcaniche e tettoniche.

Principali Crateri

Fracastorius

Fracastoro, ufficialmente Fracastorius, è un cratere lunare di 124 km di diametro intitolato al fisico italiano Girolamo Fracastoro. È localizzato nel confine meridionale del maria Nectaris (21.2°S 33.0°E), Fracastorius è quanto rimane di un antico cratere da impatto complesso (Imbriano) che successivamente è stato riempito dalle lave che hanno invaso il bacino del Nectaris formando una struttura simile a una baia. A nord-est rispetto al gigantesco cratere si trova un più piccolo cratere semplice chiamato Rosse, di 11 km di diametro che si è formato successivamente alle colate che hanno riempito Fracastorius e il mare Nectaris.

Fracastorius essendo un cratere molto antico (Imbriano) presenta una parete settentrionale quasi completamente erosa. Immediatamente a nord dei relitti del suo margine settentrionale, si trova un largo e allungato duomo chiamato Fracastorius1. Quello che resta del bordo di Fracastorius è fortemente eroso e ricoperto da crateri minori; soltanto rare sezioni sono ancora intatte. L'altezza massima del rim è di 2.400 metri. Il più notevole dei crateri minori è "Fracastorius D", che occupa una consistente parte del bordo occidentale. Il cratere Fracastoro non conserva nel suo floor una struttura a picco centrale ma presenta altresì al centro un sistema di graben estensionali di 89 km di lunghezza con vergenza est-ovest nella quale si incanalano diversi sinuous rille provenienti per lo più dal settore meridionali del suo fondo.

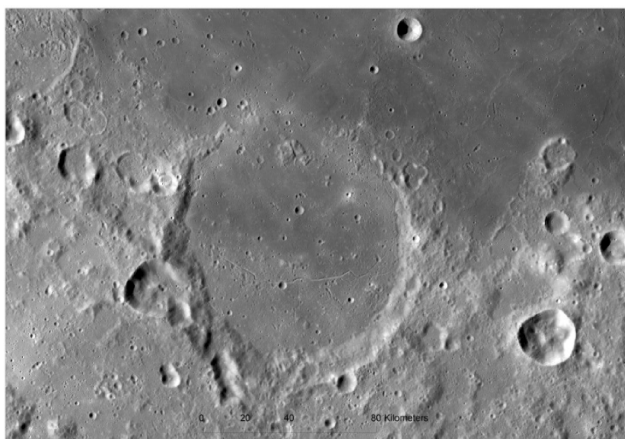


Figura 51: Il cratere Fracastorius al centro, nel suo margine occidentale Fracastorius D, nella parte settentrionale dell'immagine il cratere Rosse.

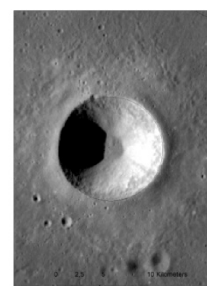


Figura 52: Rosse: cratere semplice di circa 11 km di diametro presente nella parte meridionale del mare Nectaris.

Goclenius

Goclenius è un cratere lunare, intitolato al fisico tedesco Rudolf Goclenius Junior ed è situato a nord del margine settentrionale del mare Nectaris, sul confine occidentale del Mare Fecunditatis (10°S 45°E), a sud-est del cratere Gutenberg e a nord del cratere Magellano. Goclenius presenta una forma ovoidale con il rim particolarmente eroso e costellato nella parte nord da diversi crateri minori. L'asse maggiore di Goclenius misura 71 km mentre il suo asse minore 48 km, il suo fondo è riempito di lave provenienti dal mare Faeconditatis ed, al centro è presente un graben di notevoli dimensioni a direzione nord-ovest sud-est che misura 240 km, chiamato Rimae Goclenius, nella quale si incanalano svariati sinuous rille provenienti dalla parte settentrionale e meridionale del floor del cratere. Un altro graben di circa 30 km di lunghezza sempre con direzione nord-ovest sud-est ne borda il margine settentrionale del floor. A nord-ovest del punto centrale è presente un basso rilievo dal quale potrebbero essere passate le colate che lo hanno riempito.

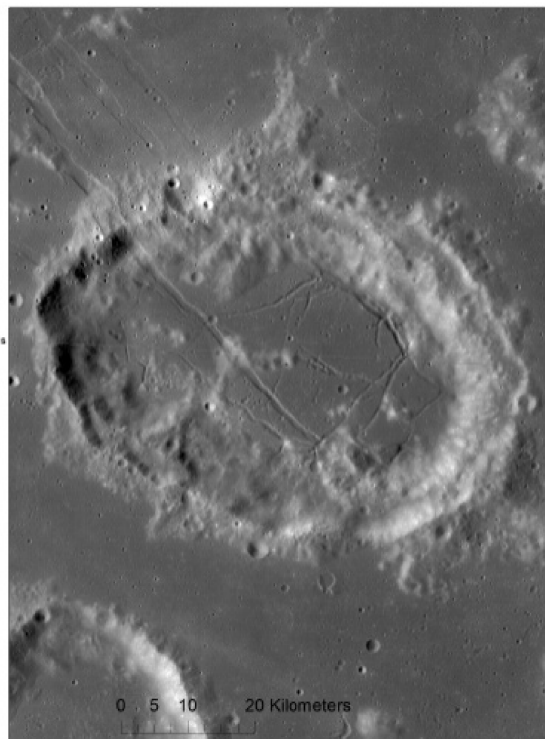


Figura 53: Il cratere Goclenius presenta nel suo floor un graben estensionale nella quale si incanalano diversi sinuous rille.

Beaumont

Beaumont è un cratere d'impatto lunare presente nel margine sud ovest del mare Nectaris (18°22'S 28°50'E), il suo nome deriva da Léonce Élie de Beaumont geologo francese del 1800. Beaumont misura circa 50 km di diametro e presenta un rim particolarmente eroso.

Nel suo floor sono presenti terreni irregolari e diversi sinuous rille.

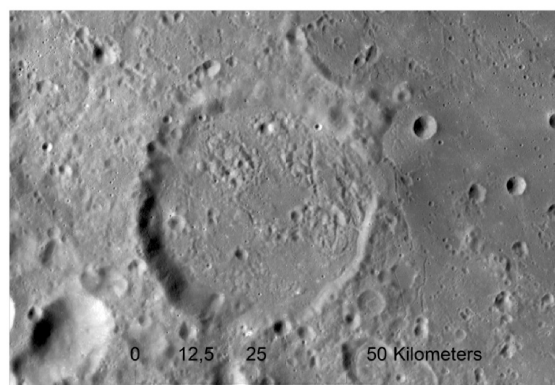


Figura 54: Il cratere Beaumont nel suo floor sono presenti diversi Sinuous rille

Theophilus

Teofilo, ufficialmente Theophilus è un prominente cratere d'impatto localizzato nel limite tra il Sinus Asperitatis e il mare Nectaris (11.4°S 26.4°E), prende il suo nome da Theophilus di Alessandria un papa copto del quarto secolo d.C.

Teofilo è un cratere complesso a picco centrale di 92 km di diametro che si sovrappone parzialmente a un cratere di dimensioni simili chiamato Cyrillus. Immediatamente a est di Theophilus si trova il piccolo cratere semplice Madler di 29 km di diametro. Il rim di Theophilus possiede delle superfici terrazzate, esse indicano la presenza di processi di modificazione successivi alla sua formazione come frane e crolli. La sua profondità è di circa 4200 m.

Theophilus come il cratere Cyrillus si è formato nel periodo Eratosteniano (3.2-1.1 Ga) ma in un periodo successivo. Cyrillus è un cratere a picco centrale di 1400 m di altezza con quattro cime rilevabili. I depositi craterici di quest'ultimo appaiono quasi completamente ricoperti dagli *ejecta blanket* di Theophilus che si estendono per una superficie di oltre 30.000 km², ricoprendo una cospicua parte dei basalti del Nectaris.

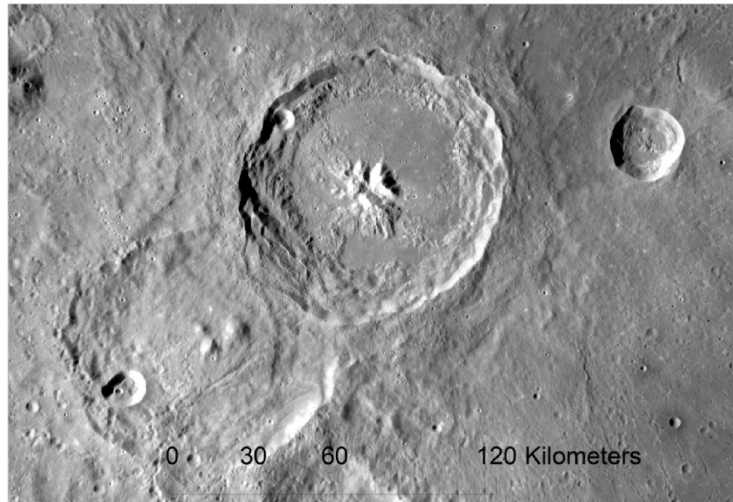


Figura 55: Theophilus: cratere complesso di circa 100 km di diametro nella quale è evidente la formazione di un picco centrale e l'ingente collasso delle pareti interne.

Gutenberg

Gutenberg è un cratere lunare che prende il nome dall'inventore tedesco Johannes Gutenberg e situato lungo il confine occidentale del Mare Fecunditatis nel margine settentrionale del mare Nectaris (8°36'S 41°12'E). A sud est rispetto a Gutenberg si trovano i crateri Goclenius, Magellano e Colombo. Gutenberg misura 70 km di diametro, il suo margine è consumato ed eroso, in particolare a est dove si sovrappone al suo rim il cratere Gutenberg E.

Anche il margine di quest'ultimo presenta delle discontinuità nei lati sud-est e sud-ovest,

formando un collegamento verso est con il mare Fecunditatis. La superficie interna di Gutenberg e di Gutenberg E è ricoperta di lava, che distribuendosi all'interno, ha lasciato una superficie relativamente piana. All'interno del cratere nel margine est è presente un graben estensionale a vergenza nord-ovest sud-est, parallelo a Rima Goclenius, mentre al centro del floor è presente una disposizione semicircolare di rilievi probabilmente un resto di un picco centrale.

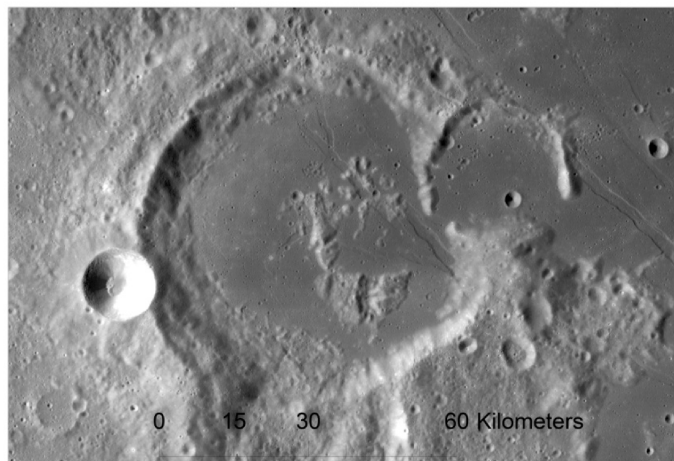


Figura 56: Il cratere Gutenberg appare quasi completamente riempito di lava a parte una zona centrale probabilmente i resti di un sistema peak ring.

Gaudibert

Gaudibert è un cratere lunare situato sul bordo nordest del Mare Nectaris (10°54'S 37°48'E). A sud-est del suo centro è presente la catena montuosa dei Montes Pyrenaeus e a nord-est oltre queste montagne si trova il cratere Gutenberg. A ovest di Gaudibert giace la coppia di crateri Isidorus e Capella. Il nome del cratere è stato assegnato in onore all'astronomo e selenografo francese Casimir Marie Gaudibert. Il cratere di 33 km di diametro ha un rim particolarmente eroso e un floor irregolare caratterizzato dalla presenza di diversi duomi lunari e creste che lo suddividono in piccole valli e bassi promontori. Adiacente al bordo meridionale si trova una coppia di piccoli crateri a forma di conca, subito sotto di questi un campo di duomi lunari.

A sud di Gaudibert sono presenti diversi buried crater, i principali dei quali sono 'Gaudibert A' che presenta nel suo floor diversi duomi lunari e 'Gaudibert B' che presenta nel suo floor tre sinuous rille.

Immediatamente a est di Gaudibert B sono presenti dei depositi piroclastici.

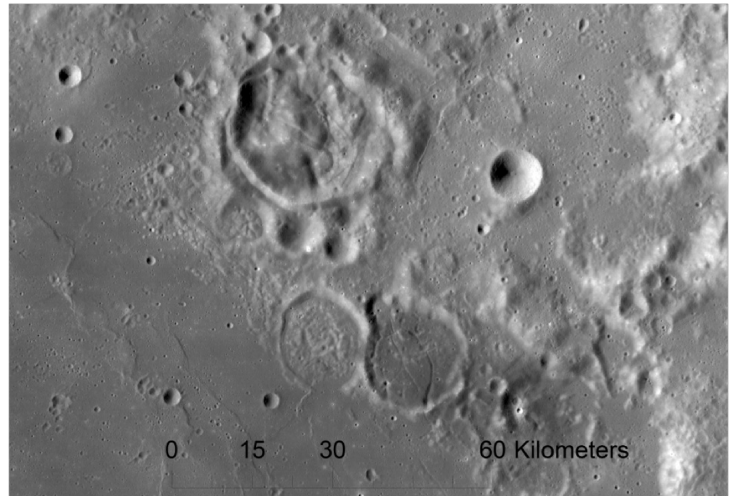


Figura 57: Gaudibert un cratere che presenta evidenti forme vulcaniche come depositi piroclastici, sinuous rille e duomi.

Cratere Daguerre

Daguerre è il nome di un cratere lunare da impatto intitolato all'artista e chimico francese Louis Daguerre, situato vicino al confine settentrionale del Mare Nectaris (11°54'S 33°36'E).

A est rispetto al cratere Theophilus, Daguerre ha un diametro di 45 km e appare completamente ricoperto dalla lava, tanto da apparire appena discernibile solo grazie ai margini del suo rim (ghost crater). Il bordo presenta una interruzione verso sud-ovest, dando alla formazione quasi l'aspetto di un ferro di cavallo. Il floor interno mostra le propaggini degli ejecta raggiati del cratere Mädler.

La massima altezza dei resti del rim è di circa 1,5 km.

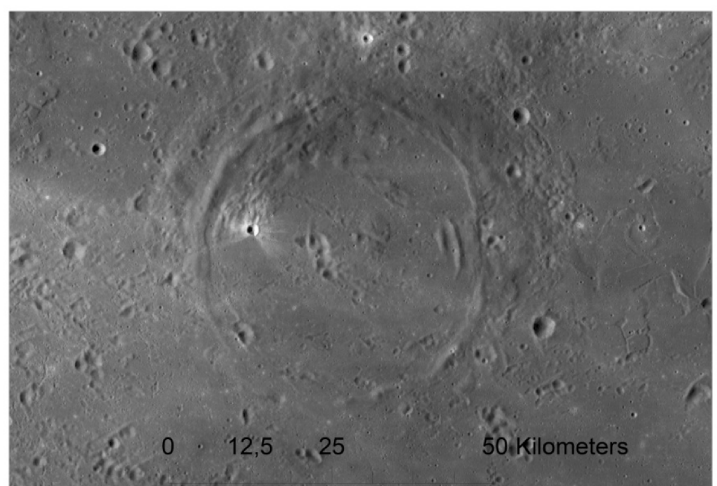


Figura 58: Daguerre appare quasi completamente ricoperto di lava

Campo di Ghost crater

Nella parte settentrionale del Mare Faeconditatis a est della catena montuosa dei Pirenei che borda il lato occidentale del mare Nectaris (14°34'S 51°16'E) è presente un'associazione di diversi crateri fantasma di circa 20 km di diametro. Essi sono denominati Crozier, un cratere di forma irregolare probabilmente a causa della colata che lo ha ricoperto e ne ha deformato completamente il floor e Crozier D, del quale sono visibili solo i margini occidentali e orientali.

Più a sud il cratere McClure presenta un floor irregolare, e ad est McClure D, McClure M e N appaiono anch'essi completamente riempiti di lava.

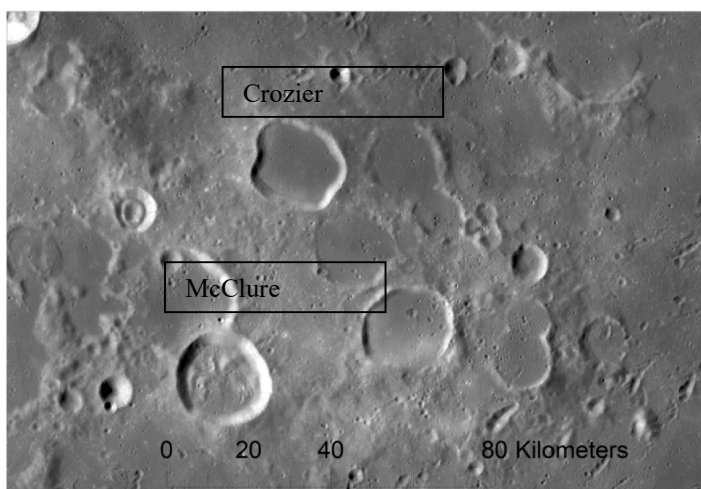


Figura 59: Una zona a sud del mare Fecunditatis con diversi crateri ricoperti da un'ingente colata di lava.

Arboit

Nel centro del mare del Nettare a sud del noto cratere fantasma Daguerre (16°14'S 33°22'E), grazie alla particolare precisione del DEM di Kaguya, sono riusciti a rilevare la testimonianza della presenza di un ampio cratere ellittico di circa 40 km di diametro alla quale secondo la regola della nomenclatura lunare ho proposto all'IAU (International Astronomical Union) di attribuirne il nome Domenico Arboit, medico condotto dei primi anni del '900 residente a Battaglia terme (PD) noto per la sua generosità verso il prossimo.

Arboit è un cratere molto antico (Nettariano) precedente alle grandi colate che hanno riempito il bacino del Nectaris, dalle quali è stato completamente ricoperto tanto da essere visibile solo grazie ai DEM di alta risoluzione. La sua forma ellittica potrebbe essere dovuta a un impatto obliquo o a una deformazione causata dal passaggio della colata magmatica. La sua scoperta aiuterà a datare con precisione il periodo precedente alle grandi eruzioni fissurali che hanno riempito il bacino Nectaris.

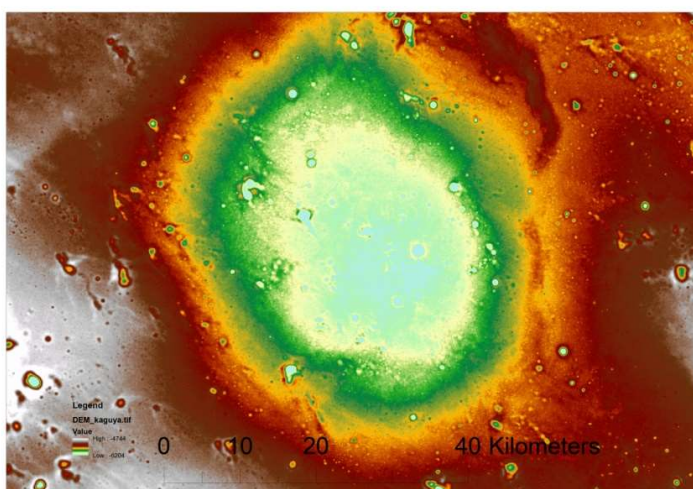


Figura 60: “Arboit”, un ghost crater ellittico di circa 40 km di diametro scoperto grazie ai dati ad alta risoluzione derivati dalla missione Kaguya.

Crateri secondari di far field e light color ejecta

Lo studio delle forme di superficie ha messo subito in evidenza la presenza di un gigantesco light-colored ejecta che divide quasi a metà l'intero bacino del Nectaris. Questo raggio proviene dal noto cratere Thyco nei pressi del polo sud lunare. L'anomalia si presenta subito evidente nei dati Clementine come una striscia blu.

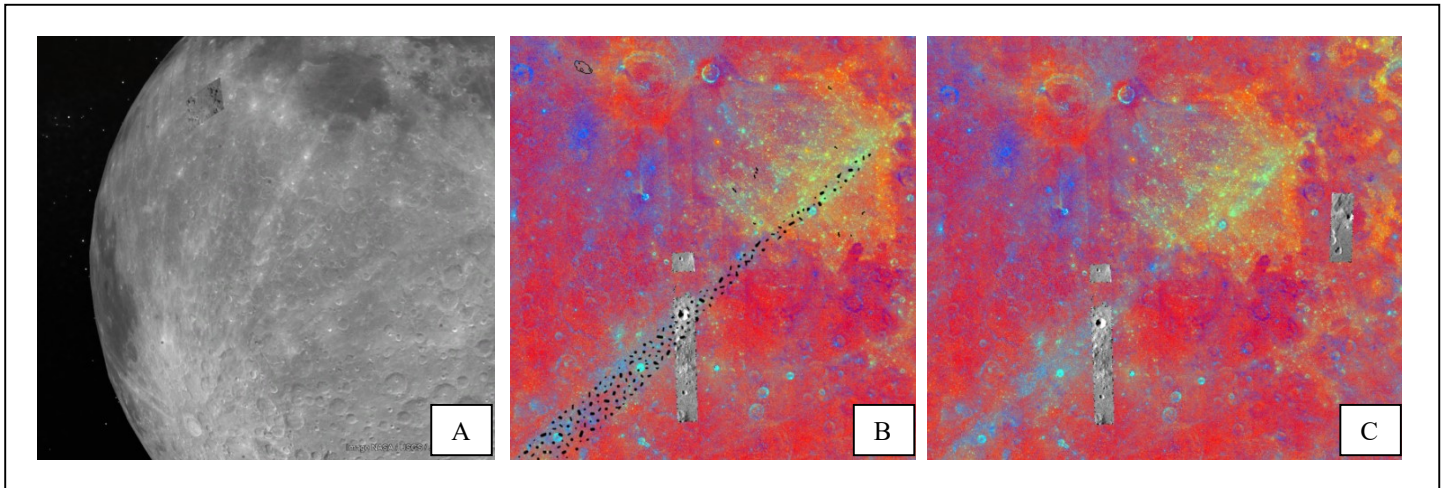


Figura 61: In figura A il cratere Tycho in prossimità del polo sud Lunare, in figura B e C i suoi ejecta raggiati raggiungono il mare Nectaris alterandone le firme spettrali.

Un'altra feature messa in evidenza nell'ambito delle forme di superficie sono i di crateri secondari (secondary craters) che possono presentarsi sotto forma di catene di crateri "chain" o come crateri a grappolo

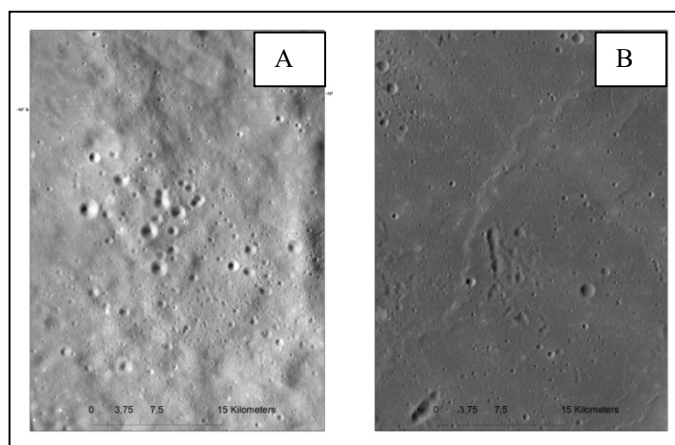


Figura 62: in figura A crateri secondari a grappolo a ovest del cratere Theophilus, nell'immagine B catene di crateri secondari "crater chains" nel margine ovest del mare Nectaris.

Colate

Le eruzioni magmatiche di flood basalt hanno invaso la cavità del Nectaris per un'area di 84.000km^2 (1.5% dei basalti totali Lunari) con uno spessore di 3 km (Whitford-Stark 1981) il quantitativo di basalti è di circa 45.000 Km^3 (Kodama and Yamaguchi, 2003) per contro la provincia magmatica Decan messa in posto sulla Terra ha prodotto un quantitativo stimato di 520.000 km^3). La letteratura lunare discrimina come diversi i basalti del Nectaris da quelli del Tranquillitatis e del Fecunditatis (Pieters et al., 1980). Utilizzando i dati spettrali di Clementine ho invece individuato una somiglianza tra queste tipologie di basalti e quelli che ricoprono il bacino del Nectaris. Le colate del Nectaris sono divise in due principali categorie: la prima, evidenziata dal colore blu fino a viola, a ovest è caratterizzata da un alto contenuto in titanio. La seconda serie di colate a est è rappresentata da un colore giallo-arancione, è caratterizzata da un alto contenuto di vetro e un basso contenuto in titanio. Le medesime caratteristiche spettrali sono riscontrabili nel mare Tranquillitatis (Blu) e nel Fecunditatis (Arancione). Esisterebbe inoltre una terza unità di basalti di modeste dimensioni nel margine settentrionale del cratere Fracastorius.

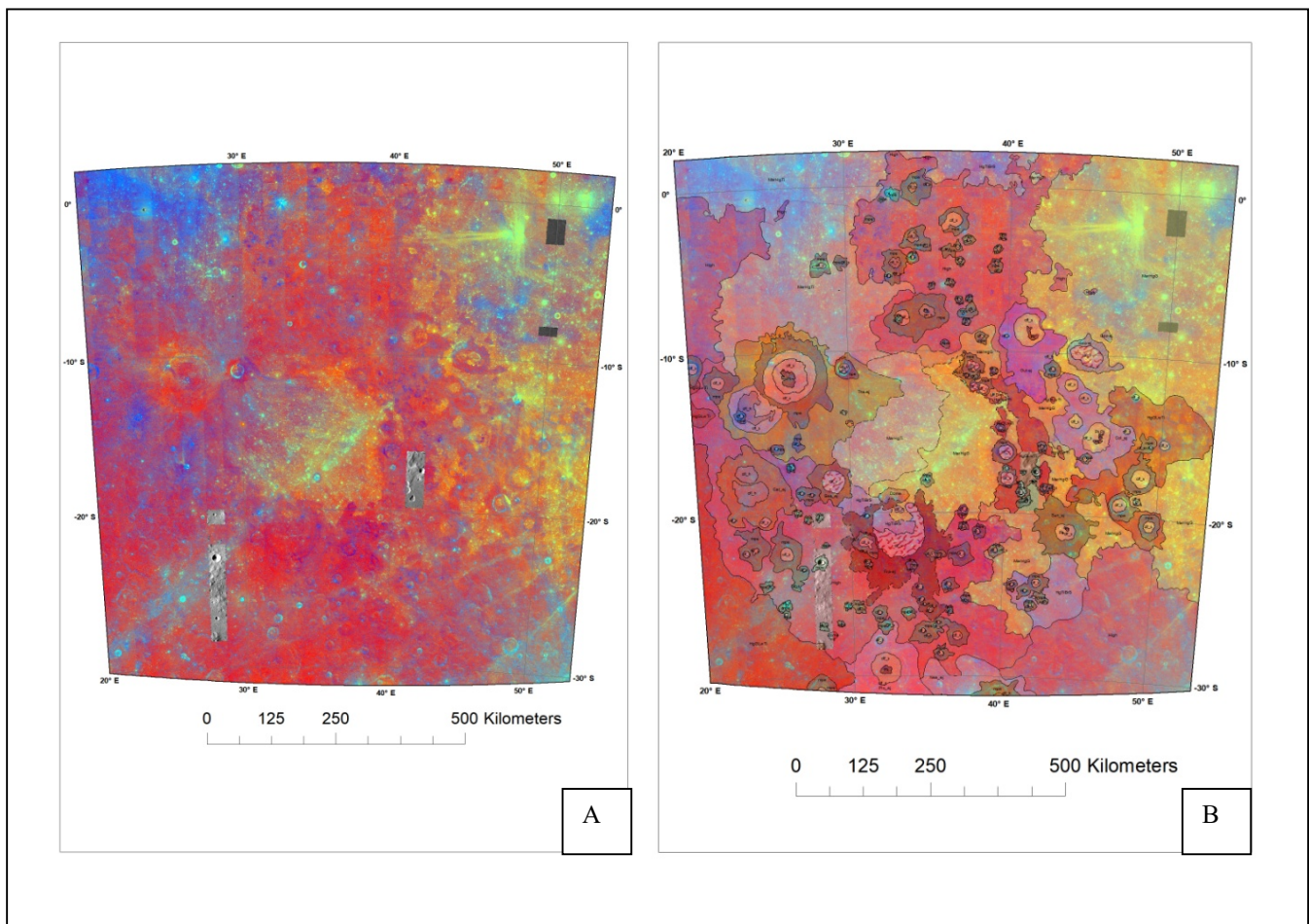


Figura 63: in figura A il mosaico globale di Clementine in cui si riconoscono le diversità dei colori delle due tipologie di colate del Nectaris, in figura B una mia ricostruzione delle diverse colate.

Le colate del Nectaris sono state quindi suddivise in tre unità principali:

- Basalti marini ad alto contenuto in titanio: di cui fanno parte le lave di tre settori: il margine meridionale del mare Tranquillitatis, le lave che ricoprono il Sinus Asperitatis e le lave che occupano la porzione ovest del mare Nectaris.
- Basalti marini a basso contenuto in titanio e alto contenuto in vetro, di cui fanno parti le lave che coprono la parte orientale del bacino del Nectaris, i tre gruppi di colate che circondano la catena dei Pireni e le lave della zona sud occidentale del mare Fecunditatis.
- Basalti ad alto contenuto in titanio nel floor settentrionale del cratere Fracastorius.

Il limite tra le due colate magmatiche è evidenziato al centro del mare Nectaris da una zona di sovrapposizione che si manifesta come un dosso nei dati DEM.

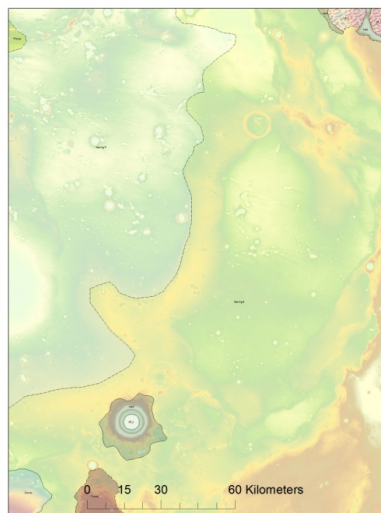


Figura 64: Nell'immagine DEM la zona di sovrapposizione delle due colate nel mezzo del mare Nectaris.



B

A

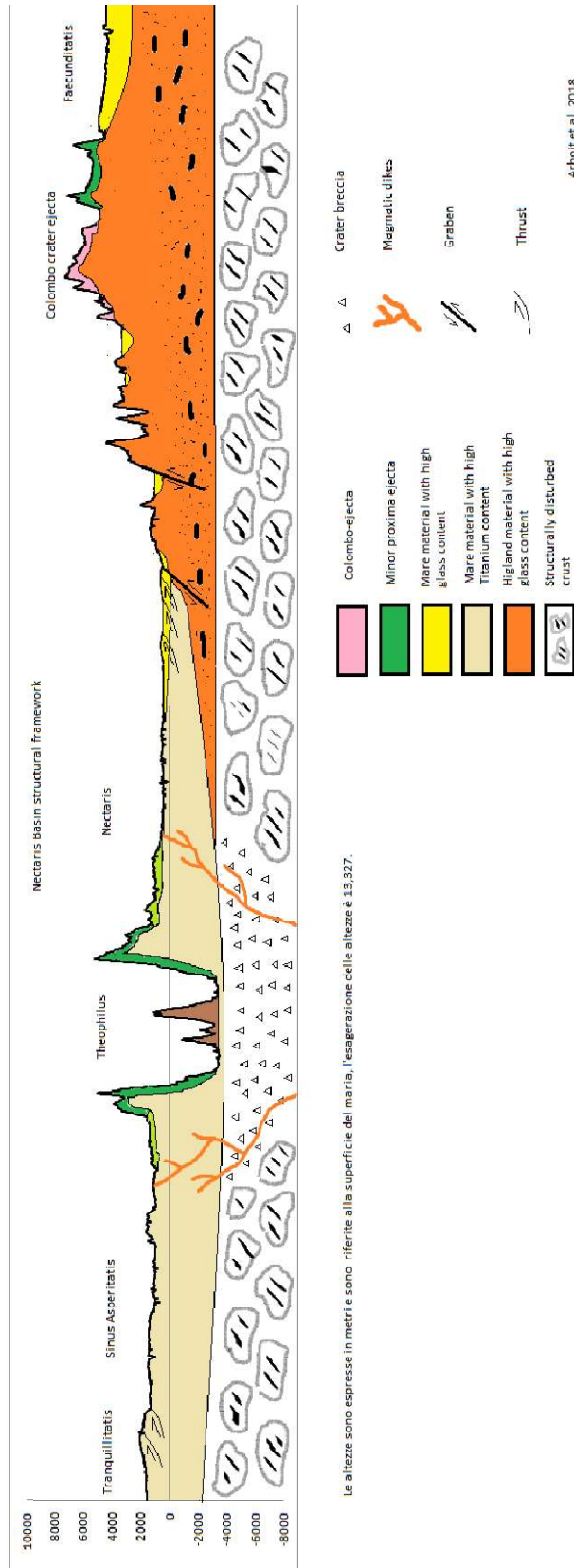


Figura 65: In A figura il profilo stratigrafico del bacino Nectaris, si possono notare le due colate sovrapposte: la serie di colate della parte ovest di colore grigio appare più spessa e ricopre l'intero bacino mentre quella di colore giallo proveniente dal Fecunditatis è più sottile e ricopre solo nella parte est del bacino. In B la linea indica da dove è stato ricavato il profilo nella mappa.

Forme vulcaniche

Fiumi di lava "Sinuous Rille"

Nella mappatura ho rilevato l'abbondante presenza di canali di lava sinuosi nei pressi dei floor dei crateri. Un gruppo interessante di sinuous rille è individuabile nella zona estensionale nel margine nord-est del Nectaris, ove talvolta i canali perdono la loro sinuosità incanalandosi nelle grosse fosse tettoniche create dai faglie estensionali.

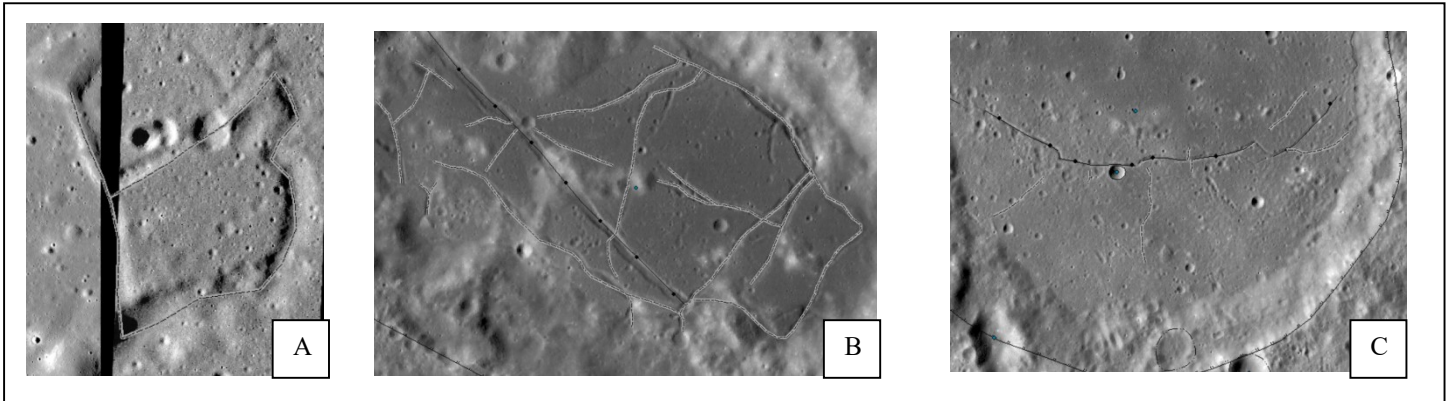


Figura 66: In A immagine NAC di un insolito canale di lava che mostra variazioni nel suo scorrere probabilmente a causa della presenza di faglie. In B il fondo del cratere Goclenius in cui numerosi sinuous rille convergono nel graben centrale. In C il fondo del cratere Fracastorius attraversato verso est-ovest da un graben in cui convergono da sud diversi Sinuous rille

I sinuous rille individuati nella mappatura possono snodarsi per migliaia di km trasportando enormi flussi di lava da un bacino all'altro, larghi centinaia di km si propagano erodendo la superficie grazie alle alte temperature e alla bassa viscosità delle lave.

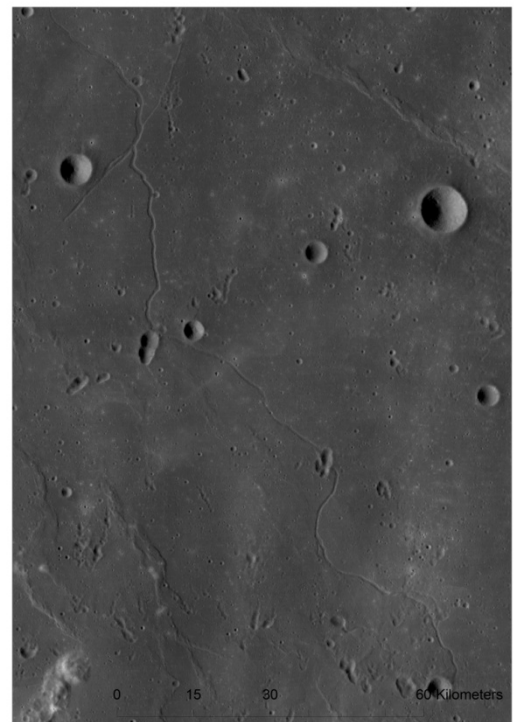


Figura 67: Un sinuous rille di 1400 km proveniente dal mare Tranquillitatis che percorre quasi nella sua interezza il Sinus Asperitatis verso il mare del Nettare.

Depositi di vulcanesimo esplosivo

Il vulcanesimo esplosivo è evidenziato dai cosiddetti LPD (lunar pyroclastic deposits) che si presentano come zone a bassa riflettanza rispetto ai terreni circostanti.

Ne ho individuati due gruppi: uno nel lato sud est di Theophilus e uno nei pressi del margine nord ovest del Nectaris, nelle vicinanze del cratere Gaudibert.

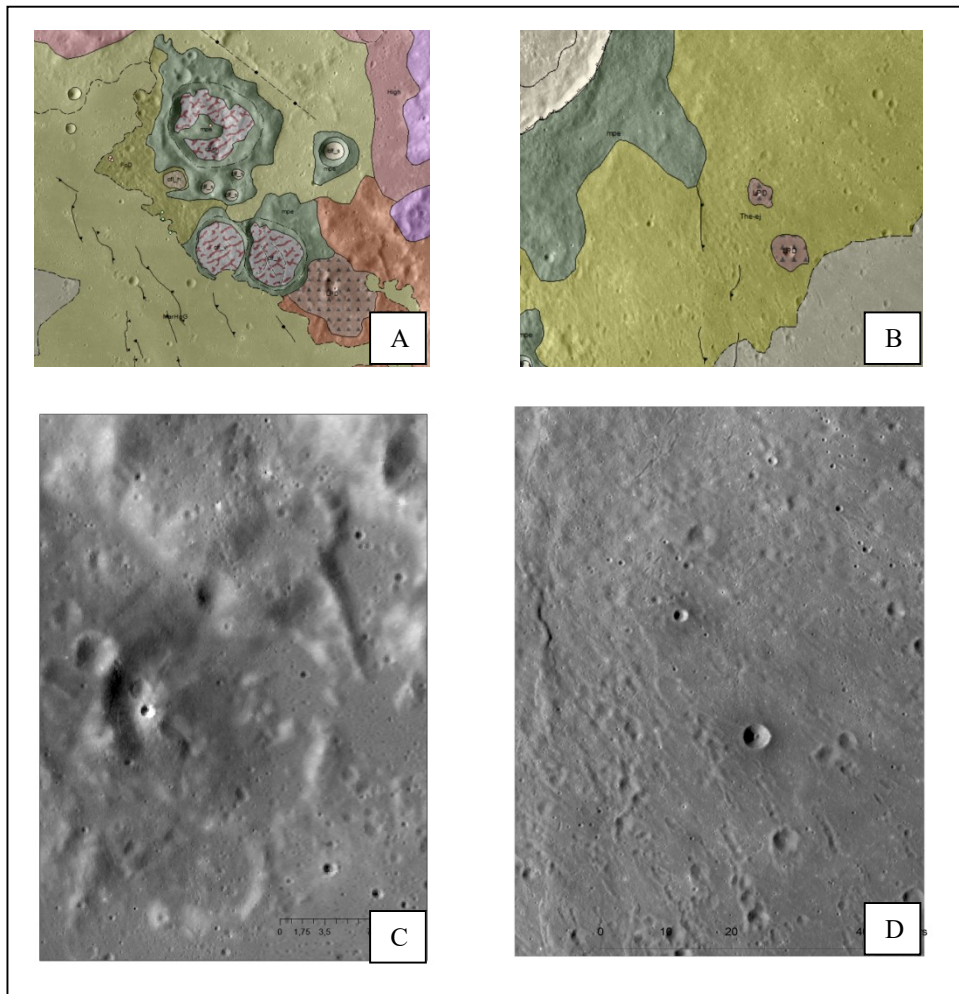


Figura 68: In A i depositi piroclastici cartografati nella zona vicina al cratere Gaudibert segnati con il motivo a triangoli neri in C l'immagine del relativo deposito. In B gli ejecta di Theophilus con cartografati gli LPD in D l'immagine LROC dei relativi depositi.

Duomi vulcanici

Piccolomini 1

Un duomo prominente è localizzato a nord-ovest del cratere Piccolomini alla longitudine 28.56° E e latitudine 27.46° S nell'estremo sud del Nectaris. Il duomo chiamato Piccolomini 1 (Pi1), ha un diametro di 14 ± 0.3 km e la sua cima appare degradata. L'altezza di Pi1 è di 350 ± 50 m, con una pendenza di circa $2.9 \pm 0.3^\circ$. Il volume dell'edificio vulcanico è stato stimato di 17.9 km³. Nella zona in prossimità del duomo i dati spettrali di clementine rivelano un rapporto R415/R750 di circa 0.5920, che indica un basso contenuto in TiO₂, e un alto rapporto R950/R750 di 1.0866, simile al rapporto rilevato nelle aree limitrofe delle highland. Il duomo Piccolomini 1 secondo Lena et al. (2013) appartiene alla classe B1 e al gruppo reologico R3 a causa dell'alta viscosità delle sue lave 1.0×10^7 Pa s, un tasso di effusione di circa 208 m³s⁻¹ e una durata del processo di effusione di 2.7 anni. Lena et al. 2013 stimano che il magma sia salito da un dicco di 1591 m di lunghezza con una velocità di 7.9×10^{-6} m s⁻¹. Il magma aveva un'alta viscosità ed è quindi risalito lentamente da un serbatoio posizionato sotto la crosta lunare.

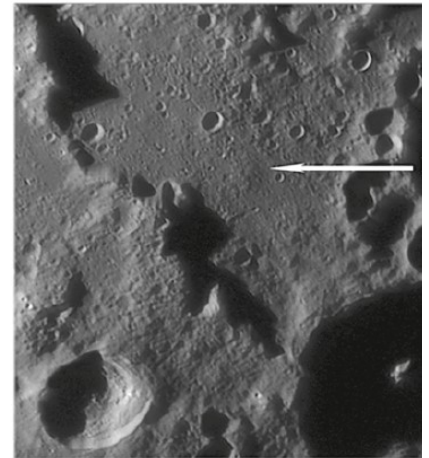


Figura 69: in alto la posizione di Pi1 a nord dell'omonimo cratere, in basso una ricostruzione 3D del duomo ad opera di Lena et al. (2013)

Fracastorius 1

Nei pressi di Fracastorius, un cratere di 124 km situato nel margine meridionale del mare del Nettare, immediatamente a nord dei relitti del suo margine settentrionale si trova un largo e allungato duomo chiamato Fracastorius 1.

Posizionato a 33.02° E e 18.94° S ha un diametro medio di circa 30 km e presenta nella sua sommità una bocca eruttiva di circa 4 km di diametro.

La stima condotta da Lena et al. (2013), attribuisce un'altezza al duomo di 340 ± 50 m nei pressi della bocca eruttiva e 440 ± 50 m nel punto più alto.

Questo duomo è considerevolmente grande e possiede una morfologia prevalentemente piatta al di fuori dei margini che sono più ripidi. La media delle pendenze dell'edificio vulcanico è di circa 1° vicino alla bocca eruttiva ma nel fianco est, raggiunge i 2.7° .

I dati spettroscopici di Clementine indicano per Fr1 un rapporto R415/R750 di circa 0.601, una riflettività di 0.1273 per la lunghezza d'onda di 750 nm e un rapporto R950/R750 di 1.0647. Secondo Lena et al. (2013) la forma complessa del duomo lunare lo riconduce alla classe D della classificazione basata sull'analisi delle componenti principali; si tratta di un duomo multistadiale, che si è formato a seguito di ripetuti eventi di effusione.



Figura 70: Fr1 è localizzato a nord del margine eroso settentrionale del cratere Fracastorius

Campo di duomi nei pressi del cratere Gaudibert

Nei pressi del cratere Gaudibert nel margine settentrionale del mare Nectaris ($10^{\circ}54'S$ $37^{\circ}48'E$), si presentano una serie di evidenze vulcaniche. Immediatamente a sud di Gaudibert vi è una zona *hummocky* in cui sono individuabili tramite le immagini ad alta risoluzione NAC diversi edifici vulcanici di varie dimensioni. Questa zona è intensamente craterizzata e vanta numerosi duomi vulcanici e ingressi di caverne sotterranee probabilmente generati dal collasso di vari edifici.

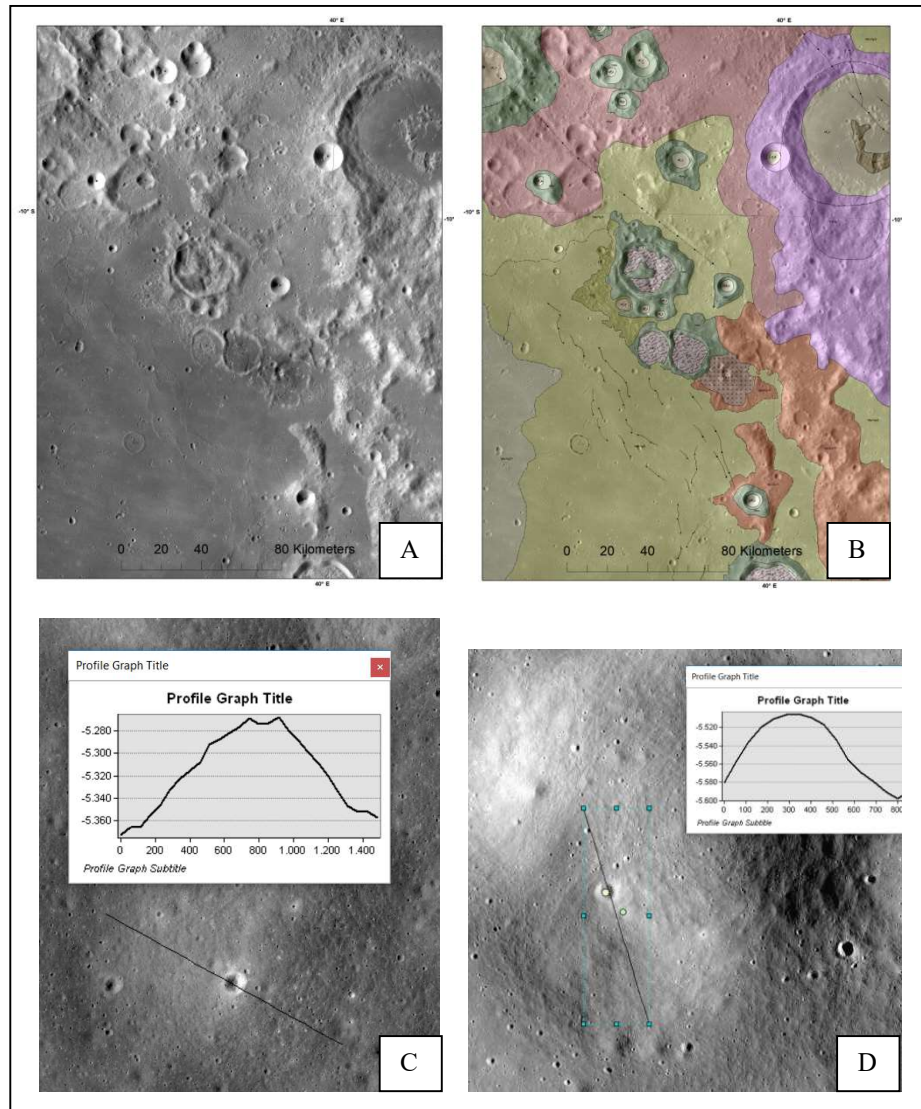
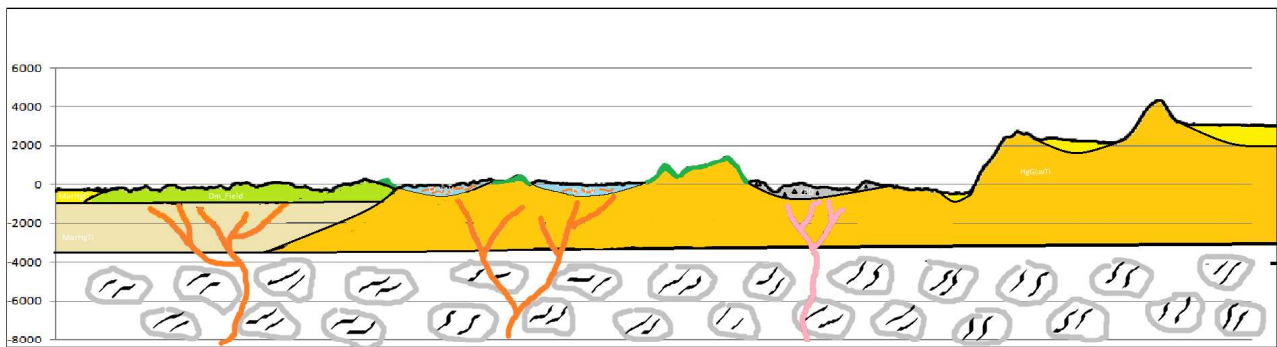


Figura 71: In figura A immagine LROC della zona in prossimità del cratere Gaudibert, in figura B la ricostruzione delle unità nella carta geologica, in figura C un duomo presente nel floor del cratere Gaudibert-A, in figura D un duomo presente nella zona meridionale sotto il margine del cratere Gaudibert.



Le altezze sono esagerate di un fattore moltiplicativo di 5.1 e sono riferite al livello medio della superficie del mare Nectaris.

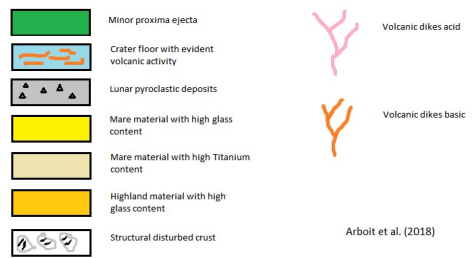


Figura 72 : Profilo stratigrafico della zona nei pressi del cratere Gaudibert; da notare come la serie di colate provenienti dal mare Fecunditatis ricoprono il campo di duomi che si è impostato sulla precedente colata, a destra un deposito piroclastico.

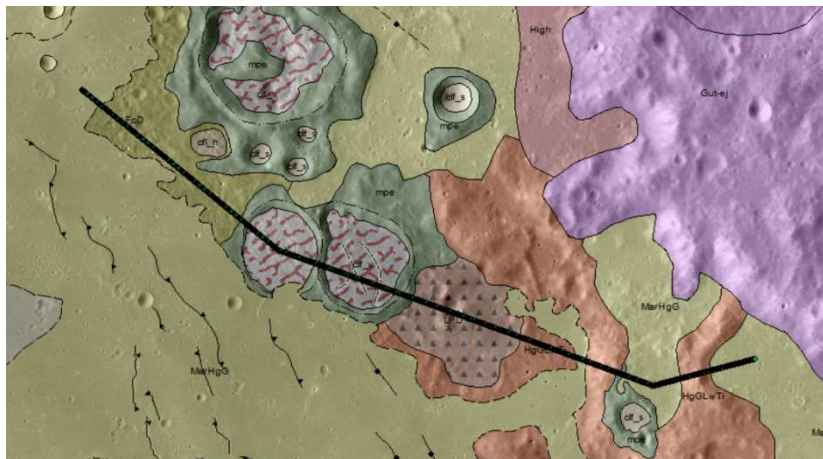


Figura 73: In figura la linea spezzata nera indica la posizione del profilo sulla mappa.

Forme tettoniche

Il bacino Nectaris è caratterizzato da diversi sistemi di faglie. Tra questi un sistema di faglie compressionali borda il margine interno est e ovest del maria. Il sistema di faglie compressionali nel Nectaris orientale comprende un arco lungo circa 326 km e largo circa 44 km che ricalca negli allineamenti la direzione del margine anulare del Nectaris la direzione di molte faglie estensionali a nord e a sud dell'arco. Il margine occidentale del maria Nectaris presenta un ridotto numero di faglie contrazionali poiché in parte sono ricoperte dagli ejecta di Theophilus. Le faglie estensionali sono presenti nel margine est e nord-est del bacino inoltre una faglia di 105 km di lunghezza attraversa buona parte del margine meridionale all'interno del cratere Fracastorius. Tali faglie si originano grazie alla tettonica di bacino tipica dei maria lunari. L'anomalia di massa causata dall'alta densità dei basalti dei maria provoca infatti degli sforzi tettonici estensionali ai margini del maria che devono essere accomodati da altrettanta compressione all'interno del bacino stesso. Le faglie compressionali sono quindi correlate a quelle estensionali.

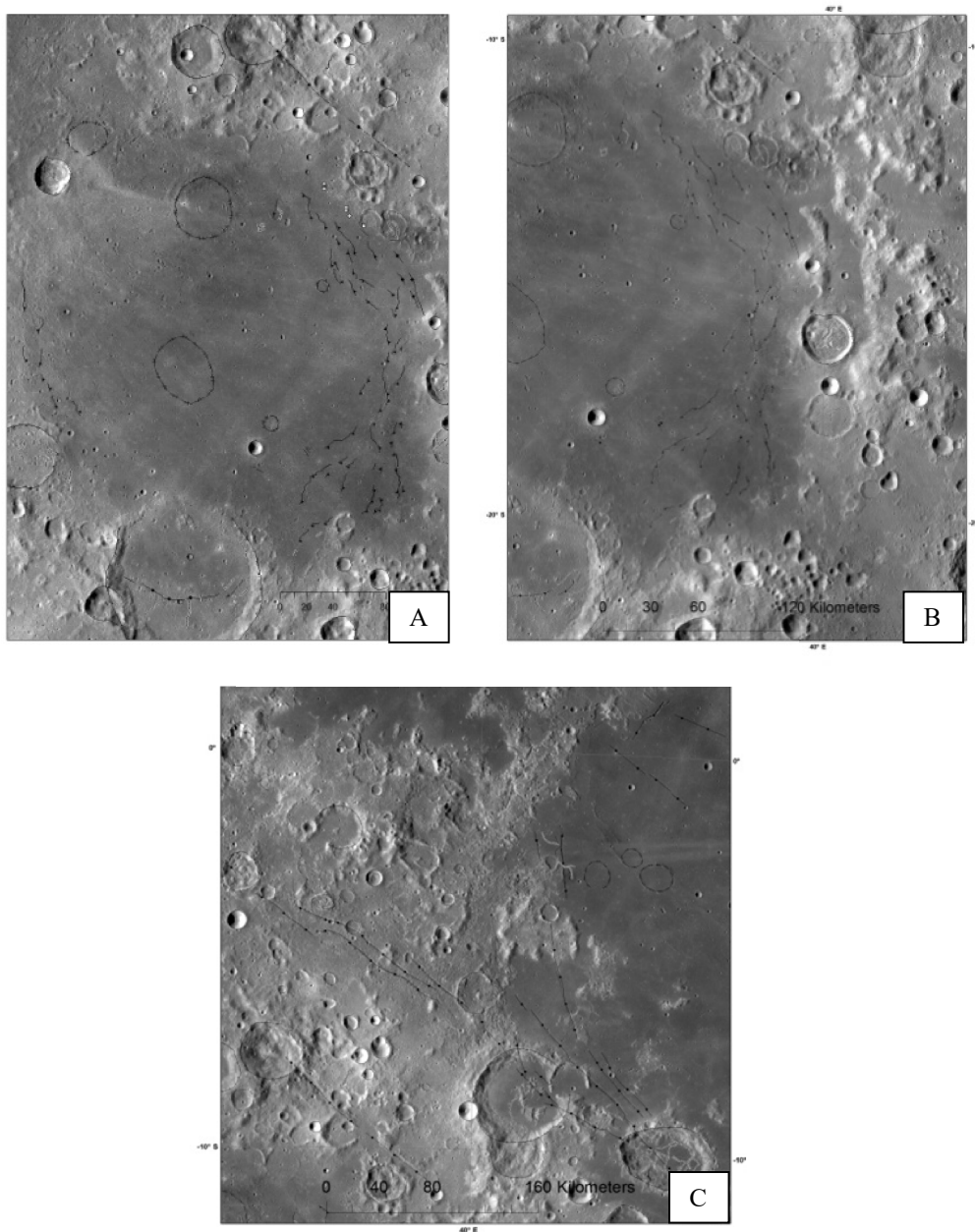


Figura 74: In A le faglie compressionali che caratterizzano il margine est e ovest del mare Nectaris, in B il margine ovest appare più ricco di thrust poiché il lato est è parzialmente coperto dagli ejecta di Theophilus, in C il sistema di faglie estensionali presente nel margine nord est del maria.

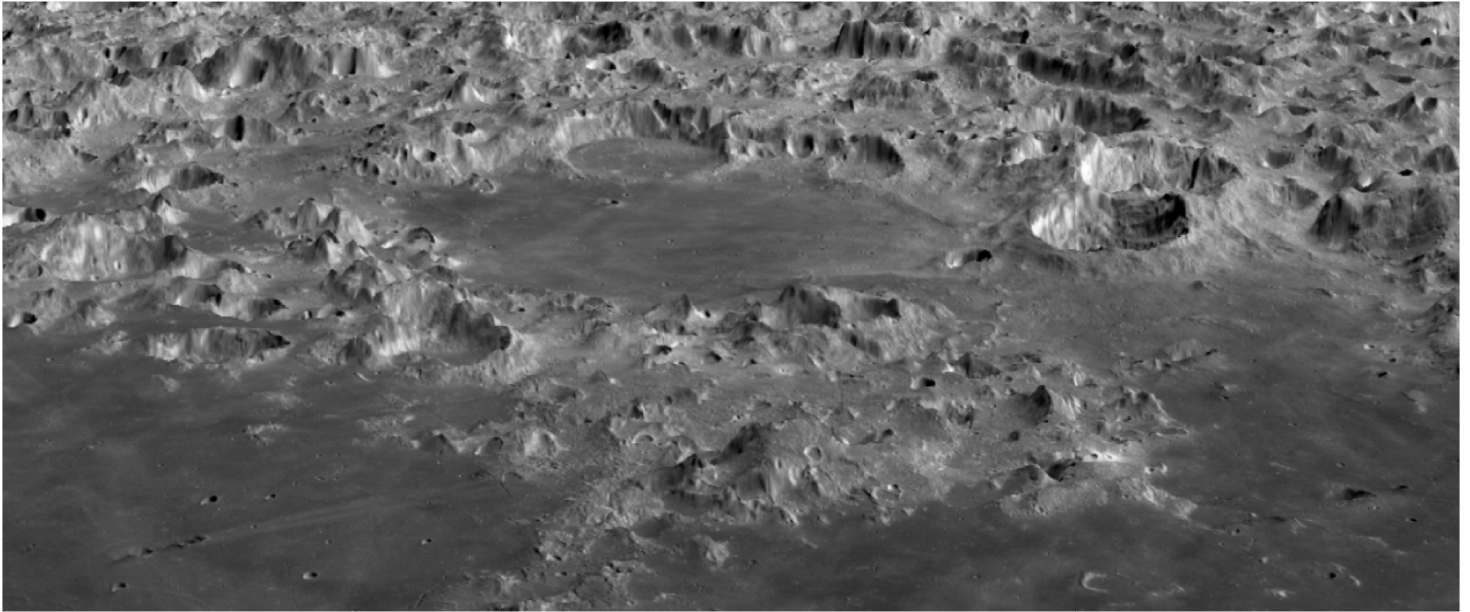


Figura 75: rappresentazione tridimensionale del bacino del Nectaris

Datazioni mediante il conteggio dei crateri

Importante per eseguire delle corrette datazioni è designare con cura l'area d'interesse. Nel mio caso per dimostrare la doppia natura delle lave del Nectaris ho scelto di datare i principali gruppi di colate magmatiche. In particolare per le datazioni delle colate magmatiche bisogna anche evitare di segnare i crateri fantasma poiché essi sono precedenti all'evento igneo effusivo che li ha ricoperti.

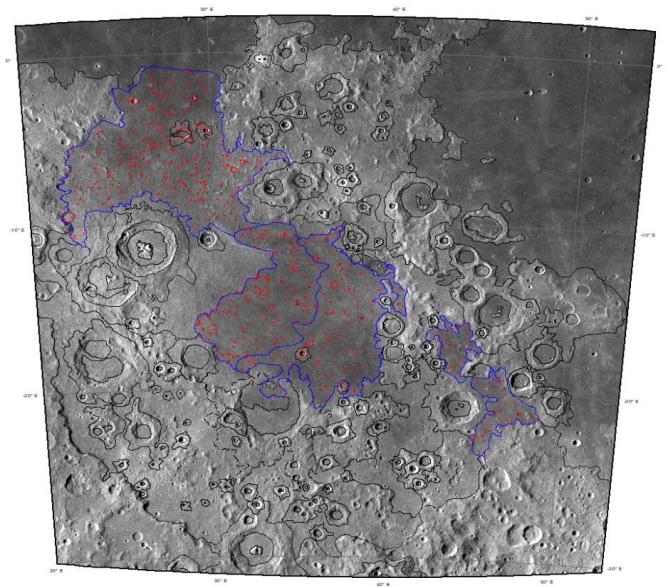
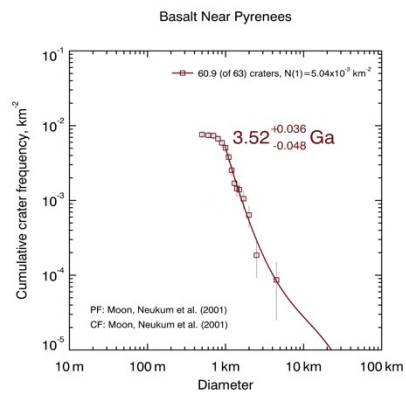
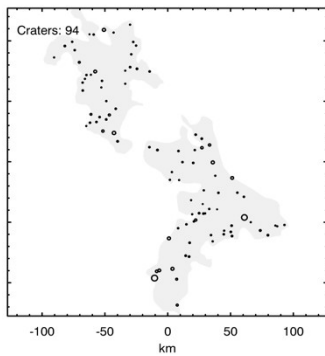
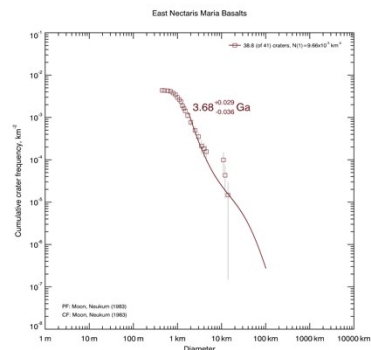
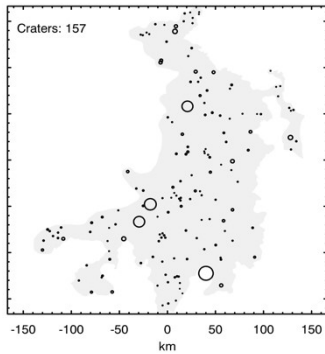
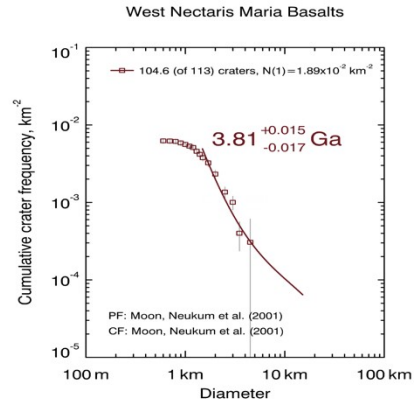
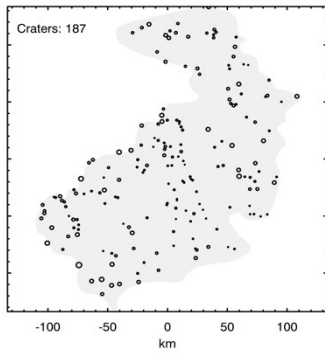
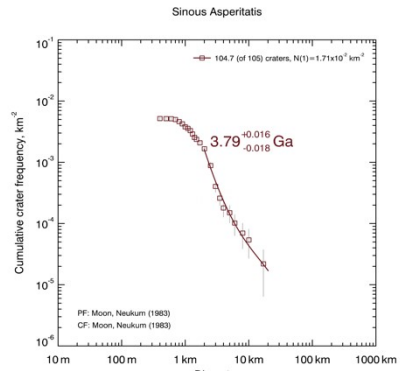
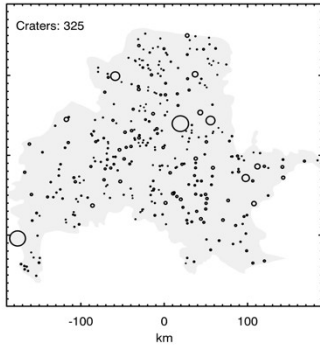
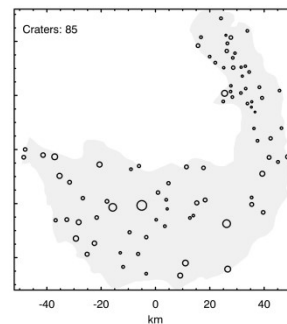
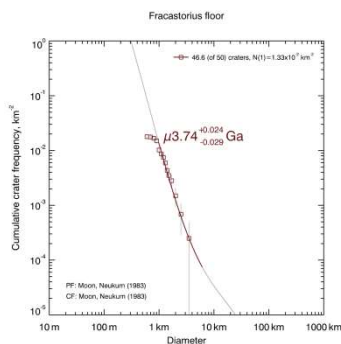
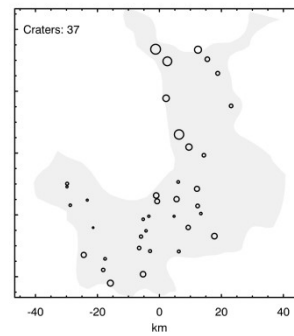
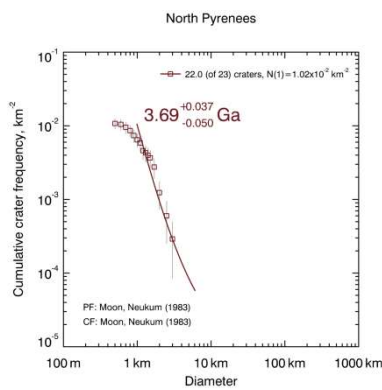
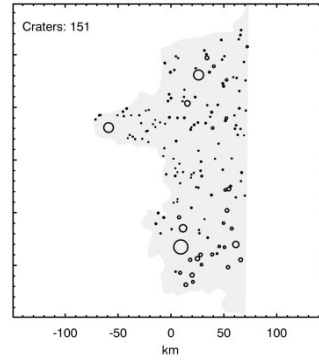
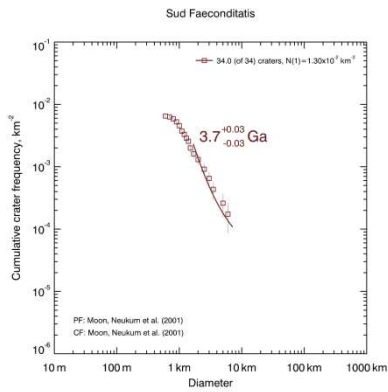


Figura 76: Le zone in cui sono state eseguite le datazioni delle colate del mare Nectaris.

Di seguito riporto i grafici ricavati dall'analisi con "CraterStat".





Le lave del Sinus Asperitatis hanno un età di modello di 3.79 ± 0.017 Ga, e le lave della zona ovest del Nectaris hanno un'età di 3.81 ± 0.015 Ga entrambe queste famiglie di lave sono state eruttate nel periodo imbriano inferiore.

Le lave della parte est del Nectaris presentano proprietà spettrali diverse e sono state datate singolarmente riportando un'età di modello di 3.68 ± 0.09 .

Le lave presenti negli anelli esterni del bacino sono circoscritte in zone diverse, sono discernibili dagli altri terreni grazie alla loro caratteristica morfometrica *smooth*. In particolare le lave nelle vicinanze della catena montuosa dei Pirenei a sud-est hanno dato età di modello di circa 3.52 ± 0.04 Ga. In un'altra zona a nord est della catena dei Pirenei hanno età di 3.69 ± 0.37 Ga. Le lave del floor meridionale del cratere Fracastorius indicano un età di 3.74 ± 0.01 Ga.

Sembra quindi che si tratti di quattro serie magmatiche diverse; una avvenuta in età tardo Imbriana (Imbriano superiore) 3.8 Ga, quella del floor meridionale del cratere Fracastorius datata 3.75 Ga, un'altra più recente a circa 3.7 Ga e una ancor più giovane a 3.52 Ga (Imbriano medio-superiore).

DISCUSSIONI

Per comprendere le strutture tettoniche e vulcaniche del mare Nectaris dobbiamo procedere seguendo un ordine cronologico, cercando di contestualizzare l'evoluzione del bacino lunare dal momento della sua formazione.

Generalmente un bacino lunare si sviluppa a seguito di un impatto che produce una gigantesca cavità, il processo di escavazione e le onde di rarefazione causate dall'impatto iperveloce favoriscono un detensionamento litosferico causando una depressurizzazione localizzata del mantello che come conseguenza fonde facendo risalire ingenti quantità di magma che ricoprono il bacino creando un maria.. Queste lave solidificando causano il collasso del bacino che viene accomodato da faglie estensionali e compressive che in genere rimangono rilegate all'interno dello stesso bacino a causa della immobilità della tettonica lunare. Durante questa fase, isolate camere magmatiche presenti nella crosta profonda, approfittando delle discontinuità create dalle faglie estensionali fanno risalire in superficie, tramite dicchi magmatici, fusi che in superficie possono originare colate o edifici vulcanici in funzione della densità della lava. Una lunga craterizzazione conclude il processo evolutivo.

Evoluzione del Nectaris

Formazione del bacino

Il bacino del Nectaris si è formato tra 3.9 e 3.8 miliardi di anni fa (era Nettariana) a seguito di un gigantesco impatto meteorico, la sua cavità transiente si è messa in posto sovrapponendosi a due precedenti bacini di età Prenettariana il Fecunditatis a est e il Tranquillitatis a nord. Il bacino del Nectaris si è sviluppato come un bacino multiring, la cui struttura è meglio conservata nel settore meridionale (Rupes Altai) poiché nel margine settentrionale esistevano già i bacini sudetti.

Contemporaneamente alla formazione del bacino, a seguito della massiccia escavazione, il forte detensionamento della litosfera ha favorito una depressurizzazione del mantello che generato violente eruzioni effusive di piena magmatica.

La successione delle colate del Nectaris

Le eruzioni si sono susseguite quasi immediatamente alla formazione del bacino, sono di tipo fissurale. I centri di emissione sono presumibilmente molteplici e non circoscritti al singolo bacino difatti come visto sul capitolo dei maria lunari la maggior parte di questi comunica con altri. Alla luce dei risultati delle datazioni ho cercato di ricostruire le sequenze temporali delle colate che sono presenti nel mare del Nettare. La mia ipotesi è che gli eventi parossistici che hanno contribuito al riempimento del bacino del Nectaris siano molteplici e oltre che presentare centri e periodi di emissioni diversi possiedano caratteristiche spettrali diverse. Anche secondo Kodama e Yamaguchi, 2003 la distribuzione dei depositi marini del Nectaris è divisa in due principali unità mentre secondo Pieters (1978) ci sarebbe solo un tipo di basalti nel Mare del Nettare. Secondo gli scienziati giapponesi i basalti della parte ovest del Nectaris (NC2 secondo Kodama e Yamaguchi, 2003) ricoprono la maggior parte della superficie del mare, presentano un elevato rapporto UV/VIS e mostrano un forte assorbimento alla lunghezza d'onda di 1mm rispetto ai basalti della parte est (NC1 secondo Kodama e Yamaguchi, 2003).

Sempre secondo questo studio i basalti del gruppo ovest del maria e del Sinus Asperitatis presentano firme spettrali profondamente alterate nelle vicinanze di Theophilus poiché i suoi depositi essendo successivi ai basalti li hanno ricoperti.. Va inoltre considerato che gli scienziati giapponesi considerano nel Sinus Asperitatis altre due unità al confine con il mare Tranquillitatis A1 e A2. Secondo i loro studi i basalti del Tranquillitatis sono estremamente ricchi in titanio mentre il contenuto del minerale decresce costantemente a un valore medio passando per il Sinus Asperitatis fino al margine settentrionale del Nectaris. Il secondo gruppo di basalti del Nectaris a est (NC1 secondo Kodama e Yamaguchi, 2003) presenta invece un basso contenuto in titanio.

Ho quindi cercato di fare chiarezza sui rapporti stratigrafici mediante delle datazioni delle colate.

Dai risultati delle datazioni sono state verificate alcune ipotesi e altre sono state confutate.

Le lave del Sinus Asperitatis danno un'età di 3.79 ± 0.017 Ga che corrisponde alle età delle lave dei basalti relativamente ricchi in titanio 3.81 ± 0.015 Ga della zona ovest del mare del Nettare, è quindi lecito interpretarle come appartenenti alla stessa famiglia di colate che sono state eruttate nel periodo Imbriano inferiore. Le loro caratteristiche spettrali potrebbe essere state modificate successivamente in era Copernicana dagli ejecta di Theophilus secondo Kodama e Yamaguchi (2003). Poi si collocano le lave presenti nel floor del cratere Fracastorius con un'età di 3.74 ± 0.01 Ga. Successivamente sarebbero state erutte le lave della parte meridionale del Fecunditatis un'età di 3.7 ± 0.03 Ga che si sarebbero riversate nella parte est del Nectaris 3.68 ± 0.09 Ga aggirando a nord la catena montuosa dei Pirenei data anche la topografia che quelle lave si siano riversate nel mare del nettare passando per un terrazzamento naturale nel margine nord-est del maria. Quindi si può confermare che le colate dell'est del Nectaris hanno una diversa origine come sostenuto da Kodama e Yamaguchi, (2003). Tuttavia le datazioni delle lave nei pressi del margine sud est della catena dei Pirenei mostrano età ancora più recenti circa 3.52 ± 0.040 Ga quindi non è certo che si tratti della stessa famiglia di lave che si sono riversate nella parte est del Mare del Nettare. Le colate più recenti (3.52 ± 0.04 Ga) della zona sud-est dei monti Pirenei e le lave presenti sul fondo settentrionale di Fracastorius sembrano quindi il risultato di eruzioni indipendenti e isolate in quelle particolari zone.

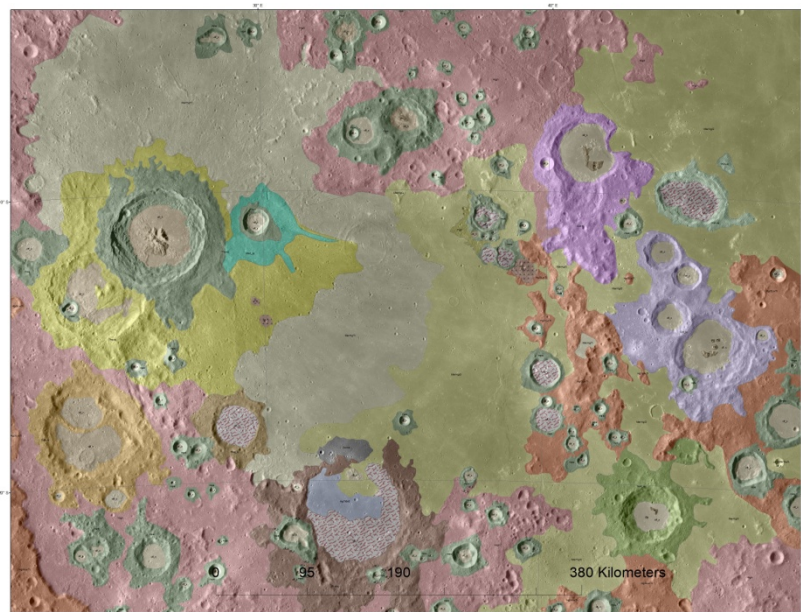


Figura 76b: La distribuzione delle colate del Nectaris a da nord-est la prima serie con elevato contenuto in titanio, nella zona orientale del maria le colate a basso contenuto in titanio e alto contenuto in vetro e minerali mafici la terza serie è rappresentata dall'unità nel settore settentrionale del floor di Fracastorius.

Per riassumere la sequenza degli eventi:

In primo luogo le lave prodotte dal margine meridionale del Nectaris, insieme a quelle provenienti dal Tranquillitatis, passanti per il Sinus Asperitatis, avrebbero colmato quasi completamente tutto il bacino del Nectaris.

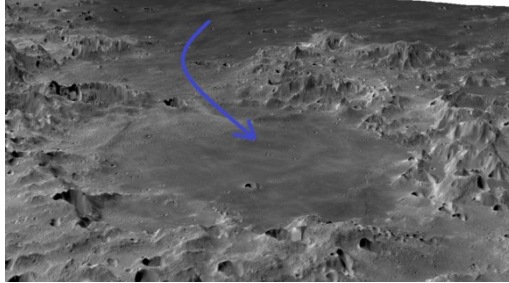


Figura 77: rappresentazione 3D del bacino del Nectaris la freccia blu indica la strada percorsa dalla prima serie di colate provenienti dal Mare della Tranquillità

Successivamente le lave del Fecunditatis, provenienti dalla zona estensionale a nord est del maria Nectaris, si sarebbero riversate nel mare del Nettare aggirando a nord i monti Pirenei. Il passaggio è evidenziato dalla presenza di numerosi ghost crater lungo il percorso. Le lave non appaiono molto evidenti dal punto di vista spettrale poiché sono ricoperte da detriti di versante delle vicine highlands e dagli ejecta di crateri successivi.

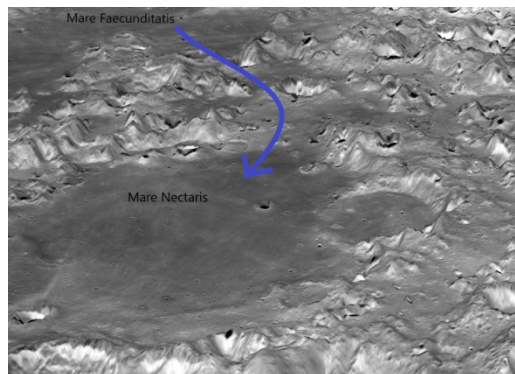


Figura 78: rappresentazione 3D del mare Nectaris la freccia indica la strada percorsa dalla seconda serie eruttiva di lave proveniente dal mare della Fecondità

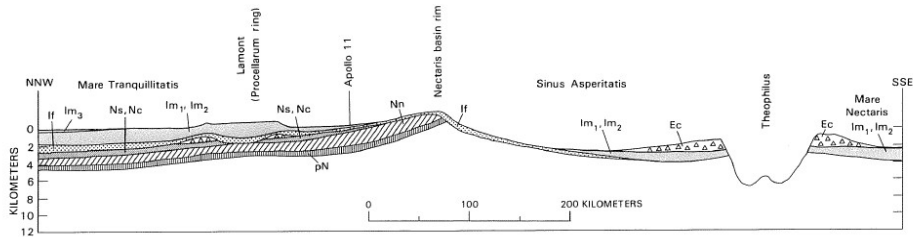


Figura 79: Profilo geologico preso dal libro *The moon evolution*, è evidenziata la serie di colate proveniente dal Tranquillitatis ricoperta dagli ejecta di Theophilus.

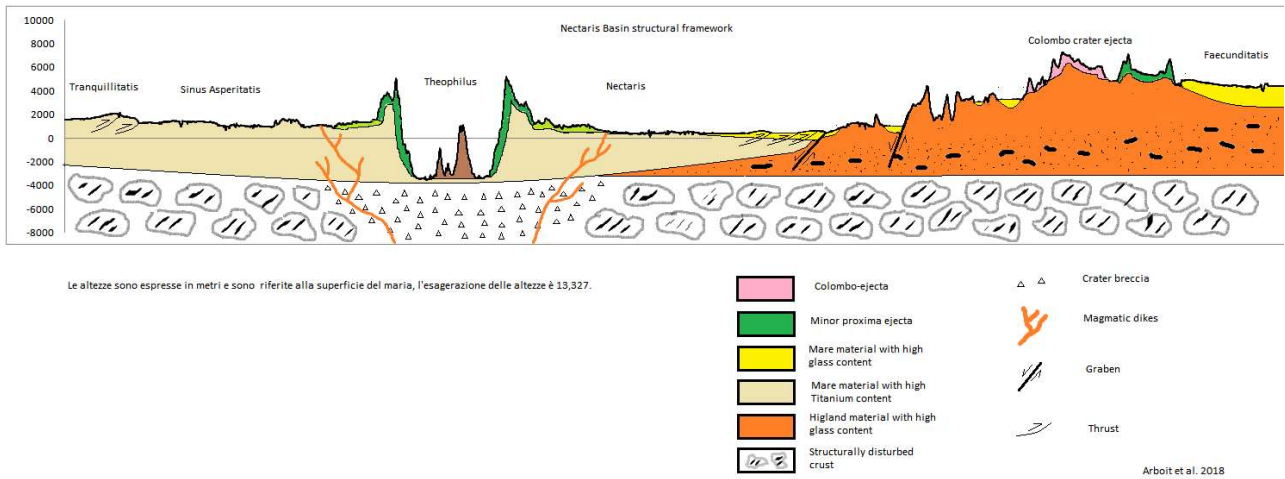


Figura 80: In figura profilo stratigrafico del bacino Nectaris si possono notare le due colate sovrapposte: la serie di colate della parte ovest di colore grigio appare più spessa e ricopre l'intero bacino mentre quella di colore giallo proveniente dal Fecunditatis è più sottile e ricopre solo nella parte est del bacino. Si possono notare i thrust compressionali ricoperti dalla seconda serie di colate e le faglie estensionali ai margini del bacino legati dal punto di vista della tettonica bacinale.

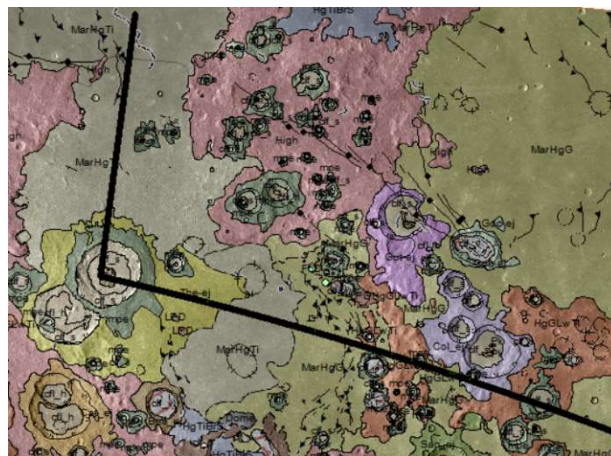


Figura 81: in carta la linea nera rappresenta la zona da cui è stato ricavato il profilo stratigrafico

Tettonica e vulcanesimo

Le forme tettoniche del Nectaris che si mostrano come faglie compressionali e estensionali si sono sviluppate presumibilmente in una fascia temporale che va dalla solidificazione della prima serie di colate provenienti dal Sinuous Asperitatis e prima della seconda serie proveniente da mare Fecunditatis. Questo può essere provato dalla seconda ipotesi di Pieters et al. (1980), riguardo il fatto che le creste delle pieghe compressionali a est sono meno evidenti nel tratto in cui la colata le ha ricoperte. Questa situazione imiterebbe quella del mare Imbrium dove i basalti più giovani occupano il centro del bacino e in parte coprono le creste delle pieghe compressionali sviluppate in precedenza. Secondo questa ipotesi i basalti successivi ai sistemi di faglie compressive, devono essere estremamente sottili poiché le creste delle pieghe non sono interamente sepolte.

La direzione delle faglie compressionali determinata da Maxwell e Gilford, 1980 con un trend per lo più meridiano, sono dovute ad una modificazione dello stress tettonico secondo Lucchitta et al. (1977), che nelle fase di contrazione lunare globale a direzione est-ovest si sarebbe sovrapposto allo stress propriamente bacinale (che ricalca nelle direzioni dei thrust i margini concentrici del bacino) imponendo un andamento delle faglie per lo più N-S non è stato rilevato nell'analisi.

La direzione delle faglie compressionali ed estensionali coincide con un anello che circonda il mare Nectaris a prova di una genesi comune derivata dalla tettonica bacinale propria del collasso del bacino del Nectaris.

Le faglie estensionali a direzione nord-ovest sud-est nel margine settentrionale del Nectaris potrebbero essere spegate con l'ipotesi di Solomon e Head (1980) che i contesti estensionali si generino più facilmente in zone con un ridotto spessore crostale, in ogni caso sarebbero originati da una tettonica bacinale del Nectaris che oltre a graben a direzione concentrica rispetto al centro del maria può originare faglie estensionali radiali come nel caso della Alpine valley del mare Imbrium.

La zona interessata da questi sistemi di graben avrebbe uno spessore crostale ridotto a causa dei precedenti impatti meteoritici che originarono in era pre-Nettarina il bacino del Fecunditatis e il Tranquillitatis.

La tettonica bacinale lunare è correlata anche alle eruzioni vulcaniche poiché le faglie estensionali sono ottime zone in cui il magma intrappolato nelle camere magmatiche profonde può risalire.

Durante la fase successiva alla solidificazione delle colate, le principali strutture tettoniche estensionali che accomodavano lo sprofondamento del bacino, fungevano da zone di risalita di fusi magmatici evoluti localizzati nella crosta profonda. I quali risalendo portarono a manifestazioni ignee superficiali localizzate nei floor dei crateri.

Queste manifestazioni vulcaniche potevano avere carattere effusivo; come la formazione di modeste colate di lava (floor settentrionale Fracastorius), Sinuous rille e duomi vulcanici o a carattere esplosivo; come la formazione di depositi piroclastici.

La maggior parte di questa attività vulcanica a sede nei fondi dei crateri disposti in un anello di 620 km di diametro prova della sua correlazione con la tettonica bacinale locale.

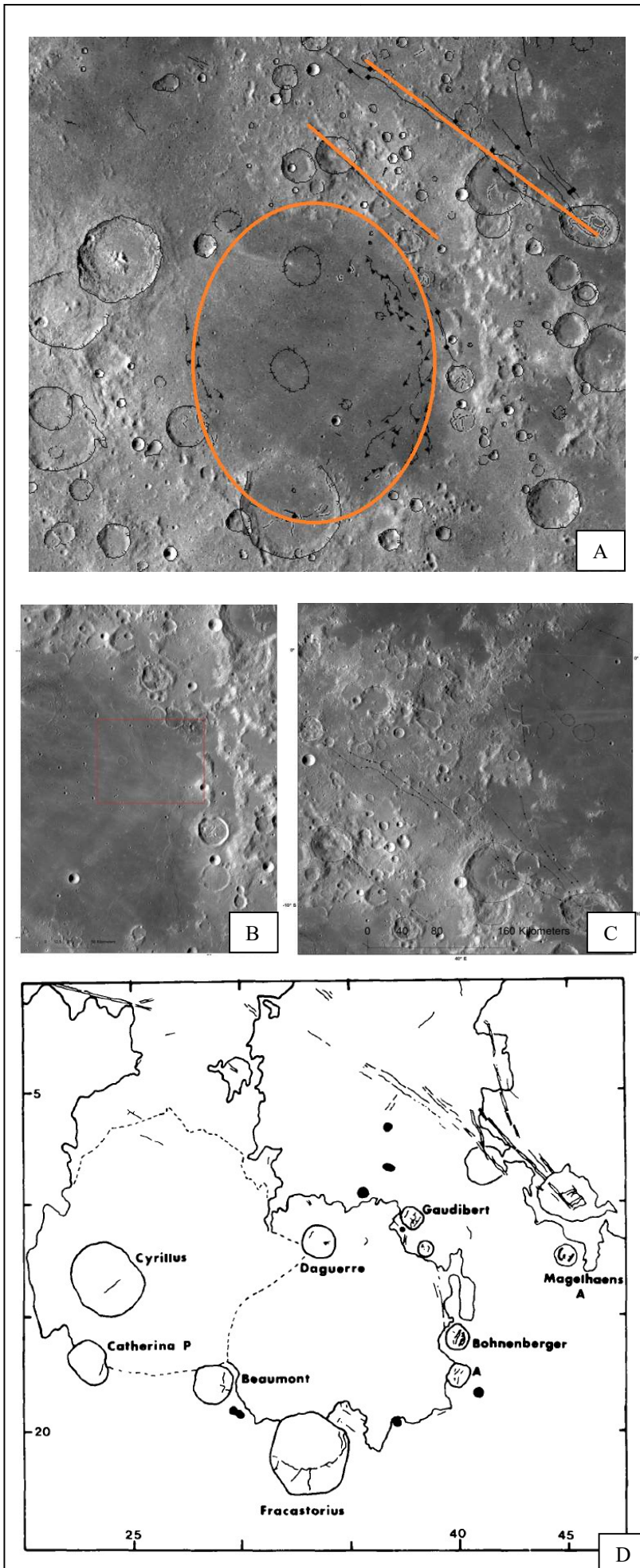


Figura 82: In A le principali faglie estensionali e compressionali si dispongono in un anello concentrico al bacino Nectaris a testimonianza della loro genesi legata alla tettonica di bacino, in alto a destra due linee che rappresentano altri allineamenti di faglie estensionali dovuti anch'essi alla tettonica bacinale del maria, facilitata da un relativamente basso spessore crostale di questa zona, in B evidenza la zona (nel rettangolo rosso) in cui le creste delle pieghe compressionali sono ricoperte da una sottile colata di lava proveniente dal mare Tranquillitatis, in C il sistema di faglie estensionali a nord est del mare Nectaris, in D rappresentazione schematica dei principali crateri con evidenze di vulcanesimo che si dispongono in un anello anch'esso concentrico al mare Nectaris.

Floor dei crateri con evidenze di attività magmatica

L'attività magmatica dei crateri con evidenze di vulcanesimo è stata datata sul fondo meridionale del cratere Fracastorius dando un'età di 3- 3.74 ±0.01 Ga. Sul loor settentrionale del cratere è presente un'altra colata di età più recente alla successiva colata proveniente dal mare Fecunditatis, probabilmente si è messa in posto nello stesso periodo delle colate a sud-est della catena dei Pirenei 3.52±0.04 Ga.

Uno studio dettagliato di Schultz (1976) ha proposto che questi crateri fossero stati modificati da un successivo vulcanesimo localizzato nel floor dei crateri che li avrebbe ricoperti nascondendone l'originale floor.

Eccetto i molto degradati Cyrillus e Catharina P, tutti i floor fratturati di crateri del Nectaris sono distribuiti in un anello di 600 km di diametro probabilmente a causa della tettonica bacinale che ha fatto risalire i fluidi magmatici tramite le faglie estensionali che bordavano il bacino mascherandole successivamente con massicce effusioni. La principale caratteristica di questi crateri risiede nelle loro età essendo essi per la maggior parte Imbriani; sono stati prodotti poco dopo le eruzioni massicce di basalto che hanno ricoperto il Nectaris.

Nessun cratere post formazione del maria presenta attività ignea nel suo floor. Lo stile di vulcanesimo è variabile: Gaudibert ha un floor hummocky presenta diversi duomi vulcanici e sinuous rille.

In Fracastorius è presente un duomo multistadiale e diversi sinuous rille che convergono nel graben centrale nel suo floor.

Il floor di Beaumont presenta vari canali di lava mentre nel fondo del cratere a est di Gaudibert B si rilevano depositi di materiali piroclastici.

Nel cratere Fracastorius sembra che le fratture estensionali siano correlate con un episodio di subsidenza causato da ripetuti riempimenti magmatici sia del bacino Nectaris sia di Fracastorius.

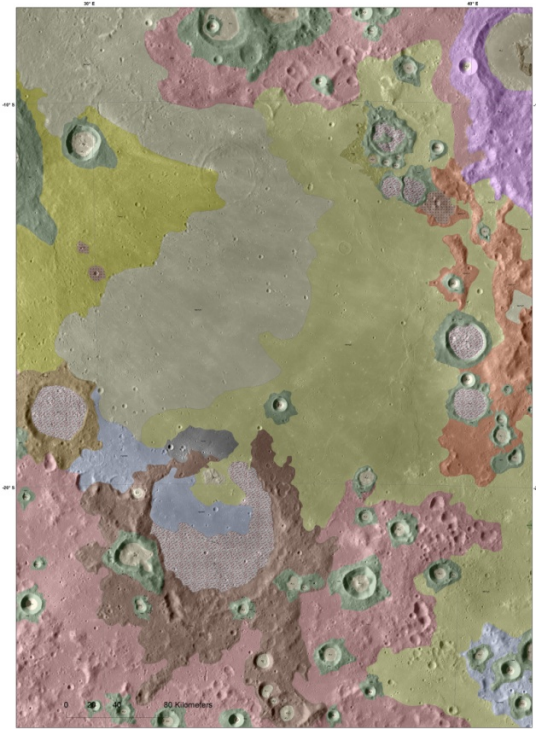


Figura 83: La distribuzione dei crateri con evidenze di vulcanesimo nel mare Nectaris è distribuito in un anello di 600 km. La loro disposizione è probabilmente associata con la distribuzione delle faglie estensionali correlate

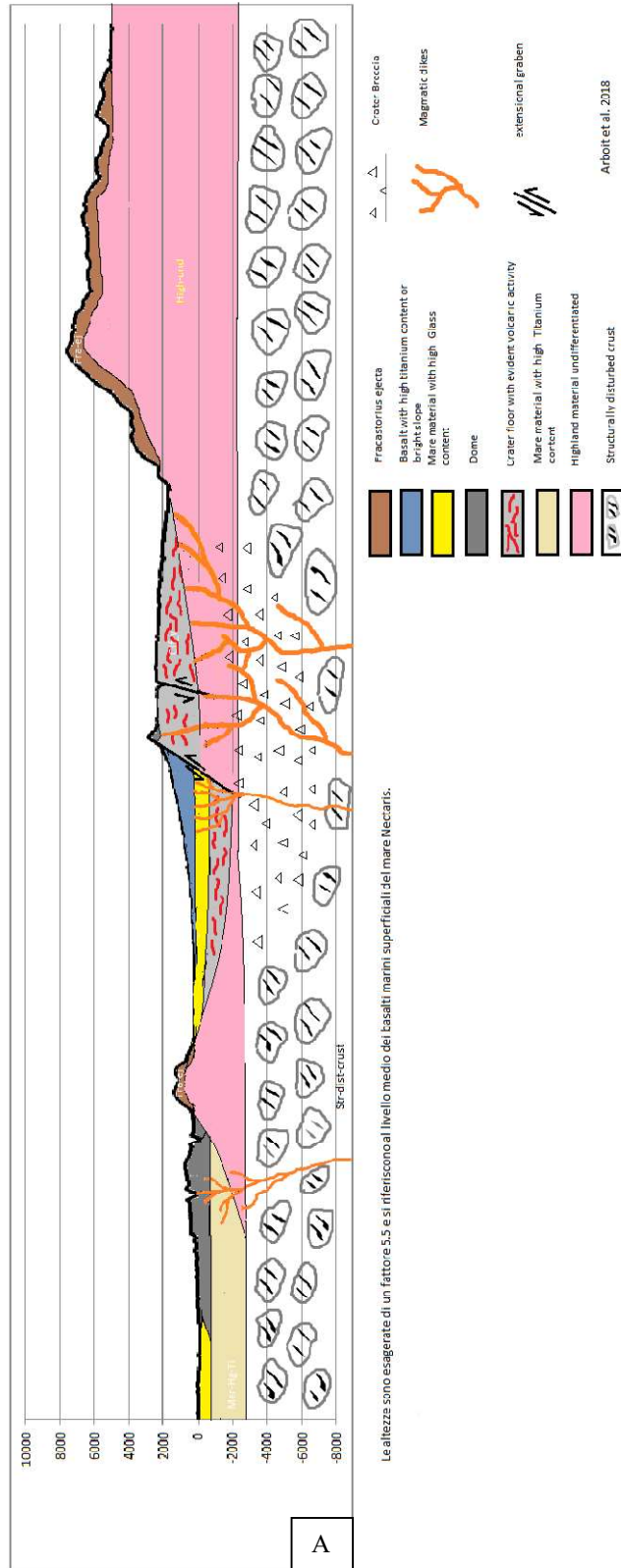
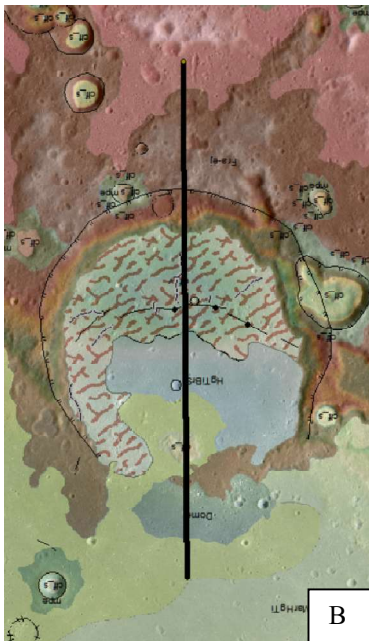


Figura 83b: In A profilo stratigrafico lungo il cratere Fracastorius, si può notare la successione delle colate il primo gruppo quelle grigie, il secondo (motivo grigio con linee rosse) proveniente dal margine meridionale del cratere, quelle gialle, successive, provenienti dal mare Tranquillitatis e infine un'altra colata minore proveniente dal margine settentrionale del cratere, caratterizzata da un alto contenuto in titanio. Si presume che tutte questo susseguirsi di colate abbia causato la messa in posto di faglie dirette che hanno fatto sprofondare il margine settentrionale del cratere. In B la linea rappresenta la zona sulla quale è stato eseguito il profilo.

Post-Mare Cratering

Craterizzazione post Maria

L'evoluzione del mare del Nettare, dopo il periodo delle grandi piene magmatiche, fu principalmente dominata dalla formazione del cratere Theophilus. I suoi ejecta ricoprono un'area molto vasta $30\,000\text{ km}^2$.

La feature spettrale più distintiva dell'interno del cratere Theophilus è sicuramente il picco centrale e il vicino cratere Theophilus B nella parte ovest.

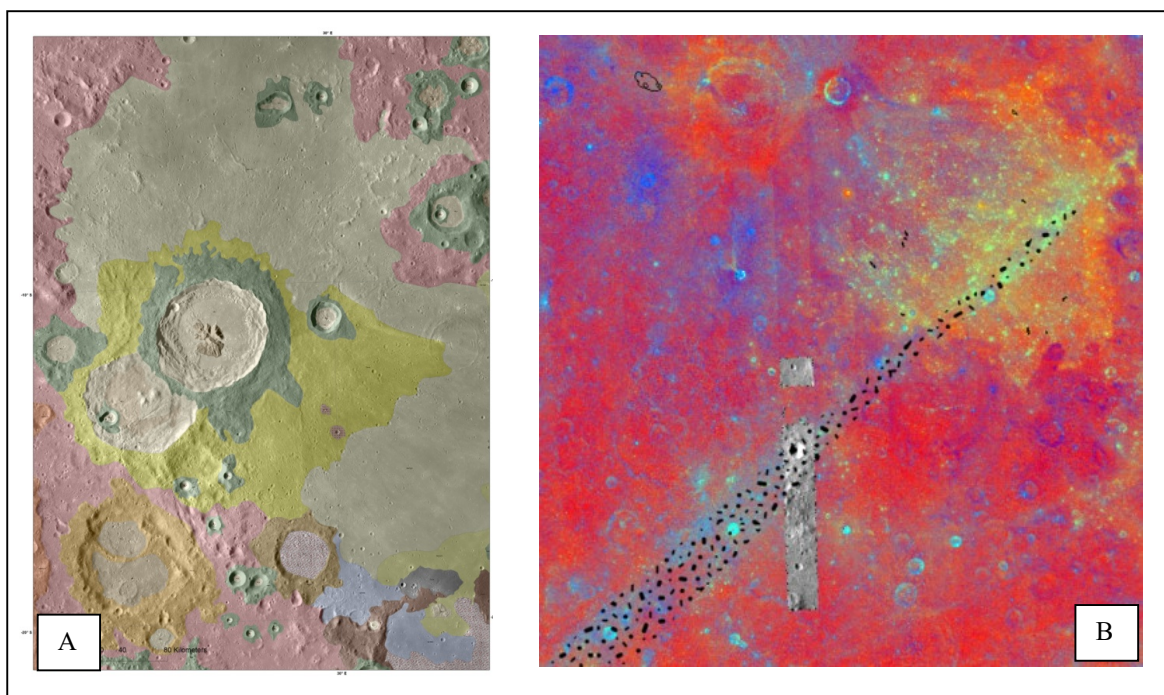


Figura 84: In A il cratere Theophilus e i suoi ejecta che hanno ricoperto parte delle lave del Sinus Asperitatis e del mare Nectaris, in B gli ejecta raggiati di Tycho che hanno intercettato il mare Nectaris

Uno degli eventi più recenti che hanno interessato il Nectaris è la sovrapposizione di materiali raggiati provenienti dal cratere Tycho, il quale si trova a circa 1350 m verso sud-ovest rispetto al centro del maria Nectaris.

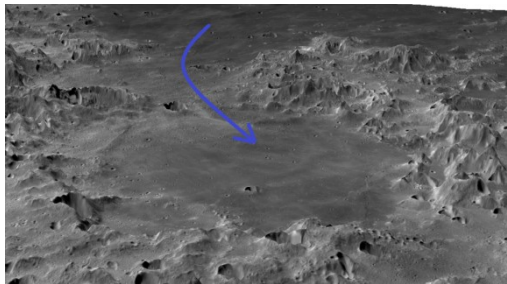
I raggi di Tycho verso NE sono larghi circa 16 km nella parte centrale del Nectaris; Lucchitta (1977) stima che l'impatto di Tycho sia avvenuto circa 50 o 100 milioni di anni fa.

Riassunto evoluzione del Nectaris

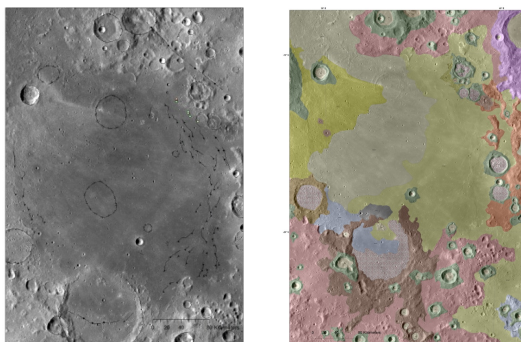
- Il bacino multi ring che ospita il mare del nettare si è formato a seguito di un gigantesco impatto avvenuto sulla superficie lunare nel periodo Nettareiano circa 3.9 Ga.



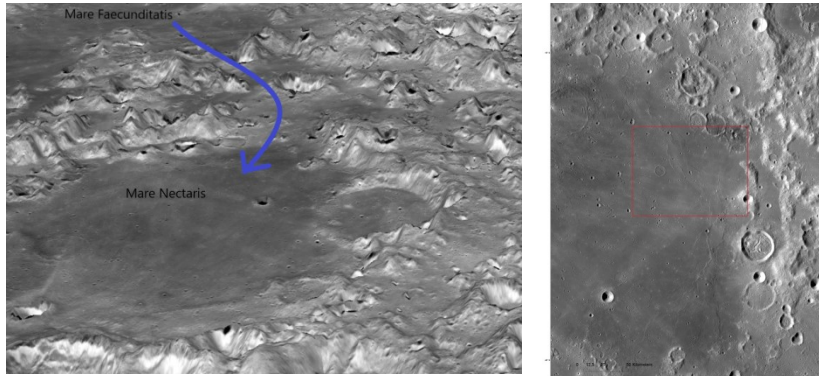
- Successivamente il bacino è stato riempito da massicce colate di lava provenienti dal bacino Nectaris e dal Sinus Asperitatis. Durante l'Imbriano inferiore 3.8 Ga.



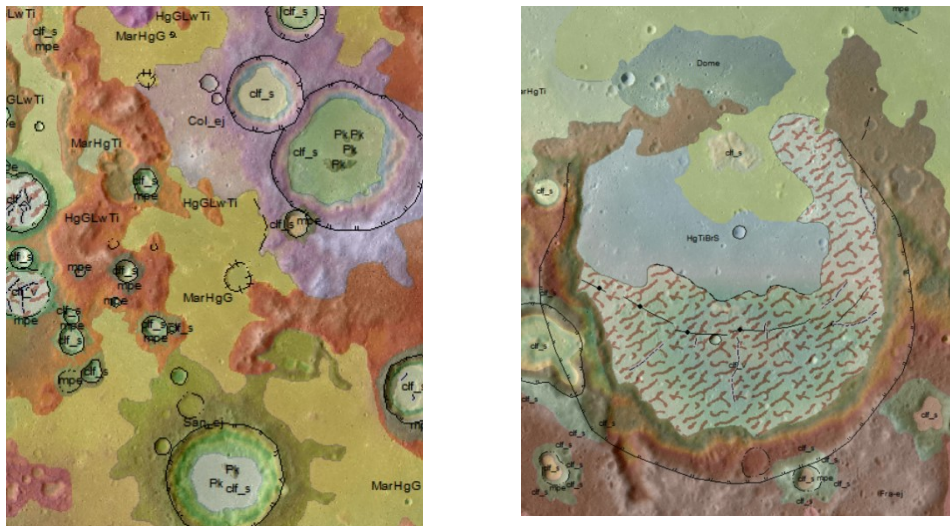
- Dopo la solidificazione della lava la tettonica bacinale ha generato da un lato le faglie compressionali e dall'altro dei lineamenti estensionali che hanno favorito l'emissione di lava lungo un anello che ripercorre il margine del maria nel periodo Imbriano superiore 3.75 Ga. Espressione di questa fase sono colate minori, sinuous rille, duomi vulcanici e depositi di vulcanesimo esplosivo.



- Circa 500.000 anni dopo (3.7Ga) colate provenienti dal margine del mare Faecunditatis hanno invaso la parte est del mare Nectaris aggirando a nord la catena dei Pirenei ricoprendo con il loro passaggio parte delle pieghe compressionali e parte del cratere Fracastorius.



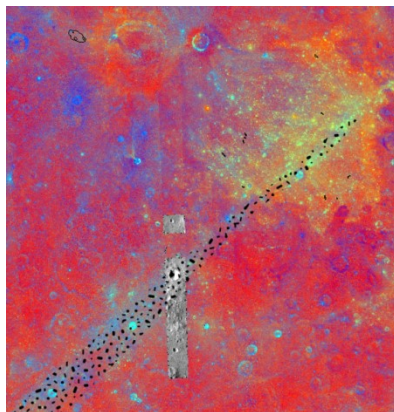
- Successivamente (3.52 ± 0.04 Ga) altre colate minori i cui centri di emissioni sono localizzati a sud-est della catena dei Pirenei e nel floor meridionale del cratere Fracastorius si sarebbero depositate coprendo parte della topografia.



- L'evoluzione finale è stata influenzata principalmente dal processo di craterizzazione. L'impatto più significativo è sicuramente quello che ha generato il cratere Theophilus avvenuto nel periodo Eratosteniano (3.2 1 1.1 Ga). Gli ejecta di Theophilus hanno ricoperto gran parte delle colate vulcaniche e delle forme tettoniche nel margine nord ovest del maria.



- L'impatto vicino al polo sud lunare che ha formato il cratere di Tycho ha sparso parte dei suoi ejecta raggiati nel centro del mare Nectaris caratterizzandone l'ultima fase evolutiva a circa 0.1 Ga. Basilevsky et al.(2018)



CONCLUSIONI

La Luna è un corpo planetario in continua evoluzione proprio come il nostro pianeta. Le sue modeste dimensioni però hanno accelerato i processi tettonici e vulcanici che si sono esauriti nel corso dei primi 3 miliardi di vita del satellite.

Durante questo primo periodo Selene è stata interessata da violente eruzioni magmatiche all'interno dei grandi bacini. Infatti i grandi impatti del periodo Imbriano superiore furono in grado di generare immense eruzioni magmatiche fissurali simili per dimensioni a quelle che causarono le estinzioni di massa nel nostro pianeta.

Data la maggiore densità di queste lave basaltiche rispetto alle highland circostanti, I bacini sono stati sottoposti a instabilità gravitazionali favorite da faglie stensionali ai margini dei bacini e forme compressive (“*Wrinkle ridges*”) al loro interno. A loro volta questi processi tettonici, soprattutto quelli estensionali, hanno consentito tramite le discontinuità da essi generate, la risalita di fusi magmatici che sono stati in grado di generare manifestazioni vulcaniche minori effusive e esplosive.

Il caso di studio del mare del Nettare ha consentito uno approfondimento più dettagliato dei processi tipici dell'evoluzione di un bacino.

In particolare è stato dimostrato come le colate che riempiono i bacini lunari siano diverse sia dal punto di vista compositazionale che nei centri di emissione (non necessariamente circoscritti al medesimo bacino) ed è stata fatta notare la relazione che esiste tra la tettonica estensionale e l'emissione di lava concentrate ai margini del bacino.

Lo studio della distribuzione delle litologie lunari con la relativa mappatura favorirà le future esplorazioni lunari guidandole nei punti chiave in cui l'interpretazione geologica sul campo è necessaria.

Con quest'augurio sono fiducioso che il mio lavoro tornerà utile in un futuro non troppo remoto per l'esplorazione di questo magnifico corpo planetario con cui condividiamo da 4.5 miliardi di anni la stessa orbita e la stessa origine.

Arboit Pierluigi (2018)

Bibliografia

Libri

Andersson L. E.; Whitaker, E. A. (1982). NASA Catalogue of Lunar Nomenclature

A.Fresa (1953) LA LUNA - Movimenti, configurazioni, influenze e culto.

Bevan M. French (1998) Trace of Catastrophe A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures.

B. Bussey (2004) The Clementine Atlas of the Moon. New York: Cambridge University Press.

Don E. Wilhelms (1987) The Geologic History of the Moon. U.S. Department of the Interior

R.Lena et al. (2013) Lunar Domes properties and formation process.

T.R. McGetchin, R.O. Pepin, R.j. Phillips (1976-1979) Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets. Houston Lunar & Planetary Institute

Thomas R.Watters (2009I) Planetary Tectonic. Cambridge University Press

V.N Zarkov (1986) Struttura interna della Terra e dei pianeti. Editori riunit MIR Mosca

Articoli

- Bhattacharya, S., Lal, D., Chauhan, M., Chauhan, P., Ajai, & Kiran Kumar, A. S. (2015). Detection of hydroxyl-bearing exposures of possible magmatic origin on the central peak of crater Theophilus using Chandrayaan-1 Moon Mineralogy Mapper (M3) data. *Icarus*, 260, 167–173. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.07.013>
- Barker, M. K., Mazarico, E., Neumann, G. A., Zuber, M. T., Haruyama, J., & Smith, D. E. (2016). A new lunar digital elevation model from the Lunar Orbiter Laser Altimeter and SELENE Terrain Camera. *Icarus*. <http://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.07.039>
- Basilevsky, A.T., Michael, G.G., Kozlova, N.A. (2018) Rock spatial densities on the rims of the Tycho secondary craters in Mare Nectaris. *Planetary and Space Science* 153 - 120 – 126 <https://doi.org/10.1016/j.pss.2018.02.002>
- Bussey, D. B. J., & Spudis, P. D. (2000). Compositional studies of the Orientale, Humorum, Nectaris, and Crisium lunar basins. *Journal of Geophysical Research E: Planets*. <http://doi.org/10.1029/1999JE001130>
- Debra M. Hurwit, James W. Head, Harald Hiesinger, (2013). *Lunar sinuous rilles: Distribution, characteristics, and implications for their origin.* Department of Geological Sciences, Brown University, 324 Brook Street, Box 1846, Providence, RI 02912, United States
- Erik H. Hauri et al. (2015) *Water in the Moon's interior: Truth and consequences.* *Earth and Planetary Science Letters* Volume 409, 1 January 2015, Pages 252-264 <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.053>
- Fassett, C. I., Head, J. W., Kadish, S. J., Mazarico, E., Neumann, G. A., Smith, D. E., & Zuber, M. T. (2012). Lunar impact basins: Stratigraphy, sequence and ages from superposed impact crater populations measured from Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA) data. *Journal of Geophysical Research E: Planets*. <http://doi.org/10.1029/2011JE003951>
- Georgiana Y. Kramer, Bradley L. Jolliff and Clive R. Neal, (2008) *Distinguishing high-alumina mare basalts using Clementine UVVIS and Lunar Prospector GRS data: Mare Moscoviense and Mare Nectaris.* *Journal of geophysical research* vol. 113, E01002, <https://doi:10.1029/2006JE002860>.

Head, J. W., & Wilson, L. (2017). *Generation, ascent and eruption of magma on the Moon: New insights into source depths, magma supply, intrusions and effusive/explosive eruptions (Part 2: Predicted emplacement processes and observations)*. *Icarus*.
<http://doi.org/10.1016/j.icarus.2016.05.031>

J.A. Cooper et al. (1967) *Possible New Evidence bearing on the Lunar Capture Hypothesis*
Nature volume 215, page 1256 <http://doi.org/10.1038/2151256a0>

Jack W. Conrada, Francis Nimmo, Caleb I. Fassett, (2018) *Lunar impact history constrained by GRAIL-derived basin relaxation measurements*. *Earth and Planetary Sciences, University of California Santa Cruz, Santa Cruz, CA 95064, USA* b NASA

J. L. Whitford-Stark, (1981) *The Evolution of the Lunar Nectaris Multiring Basin*
Department of Geology, University of Missouri, Columbia, Missouri 65211
Icarus 48, 393-427 [http://doi.org/10.1016/0019-1035\(81\)90053-1](http://doi.org/10.1016/0019-1035(81)90053-1)

J.W. Keller, N.E. Petro, R.R. Vondrak, the LRO team (2016) *The Lunar Reconnaissance Orbiter Mission, Six years of science and exploration at the Moon* NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD 20771, USA *Icarus* 273, 2–24

Kramer, G. Y., Jolliff, B. L., & Neal, C. R. (2008). *Searching for high alumina mare basalts using Clementine UVVIS and Lunar Prospector GRS data: Mare Fecunditatis and Mare Imbrium*. *Icarus*. <http://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.06.009>

Lucchitta, B. K. (1977). *Crater clusters and light mantle at the Apollo 17 site: A result of secondary impact from Tycho*. *Icarus* 30, 80-96.

Lucey P.G., Blewett, D.T., Taylor, G.J., Hawke, B.R., (2000). *Imaging of lunar surface maturity*. *J. Geophys. Res.* 105.

M. S. Robinson, et al. (2010), *Lunar Reconnaissance Orbiter Camera (LROC) instrument overview*, *Space Sci. Rev.*, 150(1), 81–124, <https://doi.org/10.1007/s11214-010-9634-2>.

Oshigami, S., Watanabe, S., Yamaguchi, Y., Yamaji, A., Kobayashi, T., Kumamoto, A., ... Ono, T. (2014). Mare volcanism: Reinterpretation based on Kaguya Lunar Radar Sounder data. *Journal of Geophysical Research E: Planets*. <http://doi.org/10.1002/2013JE004568>

Pieters C.M (1978). Mare basalt types on the front side of the Moon: A summary of spectral reflectance data. *ProLunar Planet. Sci Conf* 2825- 2849.

Pieters C.M and McCord (1976). Characterization of lunar mare basalt types. 1. A remote sensing study using reflection spectroscopy of surface soils. *ProLunar Planet. Sci Conf* 2677-2690.

Pieters C.M et al. (1980) late high-titanium basalts of the western maria: Geology of the Flamsteed region of Oceanus Procellarum. *J. Geophys. Res.* 85, 3913- 3938.

R. Jaumann et al. (2012) Geology, geochemistry, and geophysics of the Moon: Status of current understanding. *Planetary and Space Science* 74 (2012) 15–41
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2012.08.019>

Roberts, C. E., & Gregg, T. K. P. (2018). Rima Marius, the Moon: Formation of lunar sinuous rilles by constructional and erosional processes. *Icarus*.
<http://doi.org/10.1016/j.icarus.2018.02.033>

Shinsuke KODAMA and Yasushi YAMAGUCHI, (2003) Lunar mare volcanism in the eastern nearside region derived from Clementine UV/VIS data. Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, 464–8602, Japan. *Meteoritics & Planetary Science* 38, Nr 10, 1461–1484

Sato, H., M.S. Robinson, B. Hapke, B.W. Denevi and A.K. Boyd (2014) Resolved Hapke parameter maps of the Moon, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119, 1775-1805,
<https://doi:10.1002/2013JE004580>.

Shannon Hall (2018) Earth vaporised and the moon then sprang out *New scientist* Volume 237, Issue 3168, March 2018, Page 13 [https://doi.org/10.1016/S0262-4079\(18\)30422-6](https://doi.org/10.1016/S0262-4079(18)30422-6)

*Tobler and Waldo(1998), Proceedings, Land Resources Information Systems Conference pages
Measuring spatial resolution pag 12-16*

*Williams, K. K., and M. T. Zuber (1998), Measurement and Analysis of Lunar Basin Depths from
Clementine Altimetry, Icarus, 131, 107–122.*

*Wöhler, C., Lena, R., & Phillips, J. (2007). Formation of lunar mare domes along crustal fractures:
Rheologic conditions, dimensions of feeder dikes, and the role of magma evolution. Icarus.
<http://doi.org/10.1016/j.icarus.2007.01.011>*

Siti internet

NASA Space Science Data Coordinated Archive, “Clementine”.

<https://nssdc.gsfc.nasa.gov/nmc/spacecraftDisplay.do?id=1994-004A>

*Eliason Eric, (1994). “Clementine Mission”. Planetary Data System – Imagin Node. Branch of
Astrogeology. United States Geological Survey.*

<https://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/cleminfo.html>

*JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency). “About SELenological and ENgineering Explorer “KAGUYA”
(SELENE)”.*

<http://global.jaxa.jp/projects/sat/selene/>

JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency). “KAGUYA Major’s Scientific Results so far”.

http://global.jaxa.jp/article/special/kaguya/seika01_e.html

NASA National Aeronautics and Space Administration, 2017. “LRO Mission Overview”.

https://www.nasa.gov/mission_pages/LRO/overview/index.html

NASA National Aeronautics and Space Administration. “The LRO Instruments”.

<https://lunar.gsfc.nasa.gov/instruments.html>

NASA Curation Lunar Lunar Rocks and Soils from Apollo Missions

<https://curator.jsc.nasa.gov/lunar/index.cfm>

