HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	ルナーA計画 ： ペネトレータ月探査の概要
Author(s)	ルナーＡサイエンスチーム
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 61, 141-166
Issue Date	1998-03-20
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.61.141
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14266
Type	departmental bulletin paper
File Information	61_p141-166.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 61, March 1998, pp. 141−166

ルナーA計画：ペネトレータ月探査の概要

ルナーAサイエンスチーム*

(1997年12月16日受理)

General Description of LUNAR-A Mission : Penetrator Exploration of the Moon

LUNAR-A Science Team*

(Received December 16, 1997)

This is a general description of the scientific exploration of the moon, LUNAR-A penetrator Mission, scheduled to launch in Feburary, 1999 by the Institute of Space and Astronautical Science, Japan. Observation system and general outline of data processing unit of the penetrator are summarized. Satellite-based observation for the LUNAR-A mission is represented explaining the seismic data acquisition, data storage and data telemetry by and from the penetrator. Scheduled research plans and expected scientific outcome are also discussed.

I. はじめに

日本独自の月探査LUNAR-A計画が文部省宇宙科学研究所を中心に進められている．このLUNAR-A計画では月の内部構造探査から月の起源と進化を解明しようと考え，科学探査に必要な基盤技術（科学探査機ペネトレータ）を開発し，それを用いて月の表面に科学観測のネットワークを展開しようとするものである(Mizutani, 1995)．内部構造の解明は月に限らず惑星の起源と進化の理解にとって重要であり，月探査用のペネトレータの開発は他の惑星探査にも適用できる次世代の新しい惑星探査技術の一つである．

ここではペネトレータ探査機の観測システム概要について説明し，LUNAR-A計画でどのような観測が考えられているか，また探査機をどのように運用するかを述べる．次に，ペネトレータ観測によ

*小山順二[1]・山田功夫[2]・村上英記[3]・本多理恵[3]・石原靖[4]・伊藤潔[5]・寺薗淳也[6]・荒木博志[7]・藤村彰夫[8]・早川雅彦[8]・田中智[8]・横田康弘[8]・飯島裕一[8]・水谷仁[8]
[1]北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学・[2]名古屋大学理学部付属地震火山観測地域センター・[3]高知大学理学部地学科・[4]横浜市立大学理学部・[5]京都大学防災研究所・[6]日本宇宙フォーラム・[7]国立天文台水沢観測センター・[8]宇宙科学研究所
Junji KOYAMA[1]·Isao YAMADA[2]·Hideki MURAKAMI[3]·Rie HONDA[3]·Yasusi ISHIHARA[4]·Kiyoshi ITO[5]·Jun-ya TERAZONO[6]·Hiroshi ARAKI[7]·Akio FUJIMURA[8]·Masahiko HAYAKAWA[8]·Satoru TANAKA[8]·Yasuhiro YOKOTA[8]·Yu-ichi IIJIMA[8]·Hitoshi MIZUTANI[8]
[1]Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, HokkaidoUniversity·[2]Observation Center for Earthquakes and Volcanos, Faculty of Science, Nagoya University·[3]Department of Geology, Faculty of Science, Kochi University·[4]Faculty of Science, Yokohama City University·[5]Institute of Disaster Prevension, Kyoto University·[6]Japan Space Forum·[7]Mizusawa Astrogeodynamics Observatory, National Astronomical Observatory·[8]Institute of Space and Astronautical Science

る地震計測データの流れを明らかにしてから，予想される月震活動についての見積もりをまとめる．最後に，ペネトレータ月地震観測から何が明らかにされるか，また何を明らかにしようと考えているかをまとめることにする．

現在，LUNAR-A 計画で月表面に設置が計画されているペネトレータ探査機は，地球から見える月の表側に 1 機，月の裏側に 1 機の計 2 機である．LUNAR-A 計画での科学観測としては，地震観測の他にペネトレータに搭載された加速度計，傾斜計，熱流量計などによる観測と月周回の母船に搭載されるカメラ（LUNAR-A 月撮像カメラ，1995）による観測がある．しかし，ここでは月の地震観測に関係する内容を中心に述べることにし，他の観測については別にまとめることにする．

本稿は 1997 年 11 月宇宙科学研究所資料“LUNAR-A 計画：科学観測計画と期待される成果”をもとに，LUNAR-A 計画の概要を総合的に報告するものである．本稿の中で引用される資料については内部文書が主であり，必要と思われるもの以外は出典を明記しなかった．上記資料中に LUNAR-A 計画基本文書リストとしてまとめられてある．

II．ペネトレータ観測システム

1．LUNAR-A ペネトレータの概念

ペネトレータは科学観測・通信機器を内蔵したリモート観測システムである．固体惑星表面にハードランディングし，表面のレゴリス層に潜り込む．これにより表面下での科学的な計測を実行し，直接地球にあるいは中継の衛星を介して間接的に計測データを転送する．このような月ペネトレータは従来の惑星探査機にはない利点を持っている．まず，（1）軟着陸型の通常の探査機に比べて，小型・低コストである．また，（2）惑星表面下での観測であるから，惑星表面の温度差の影響を受けにくい．さらに，（3）惑星の地下の状況を直接調べることができ，地下の物質の岩石の組成を測定し，熱流量観測などを実行できる．

このようにペネトレータには利点もあるが，次のような困難な問題もある：（1）ハードランディングするので，ペネトレータ本体や内部に搭載される機器は強い衝撃に耐えられるように製作されていなければならない．（2）ペネトレータの本体は地下に貫入し，そこから地球あるいは母船に通信するので，通信をレゴリス層を通じて行う必要がある．（3）電力も，始めに準備されたものだけで，太陽電池によって賄うことが出来ない．

LUNAR-A 計画の中心は上のような利点を生かすペネトレータ観測装置の開発からスタートした．ペネトレータを構成する各部分の小さな電子部品からそれらを組み込んだ測定器の耐衝撃性や電力，通信についての諸問題をくり返し実験し，スタンドアローン型のリモートセンシング計測システムとして我々が独自に作り上げたものである．

ペネトレータは母船から切り放され，Fig. 1 に示すようにペネトレータ後端に取り付けられた小型の軌道離脱モータにより高度約 25 km から自由落下する．ペネトレータは落下中に姿勢制御を行い，月面へ衝突速度は 285±10 m/s である．月面へ投下されたペネトレータは地下 1 ～ 3 mの深さまで貫入し，静止する．月表層の物質は電気電導率がきわめて低いために，この深さからでも電波によって月周回軌道を飛ぶ上空の母船との交信が可能である．

2．ペネトレータの内部構成

ペネトレータは自動的あるいは地上や母船指令に従い科学観測を行い，データ処理を実行し，それを母船に送るという作業をおこなう．この機能を大別すれば以下の部分から成立している：（1）観

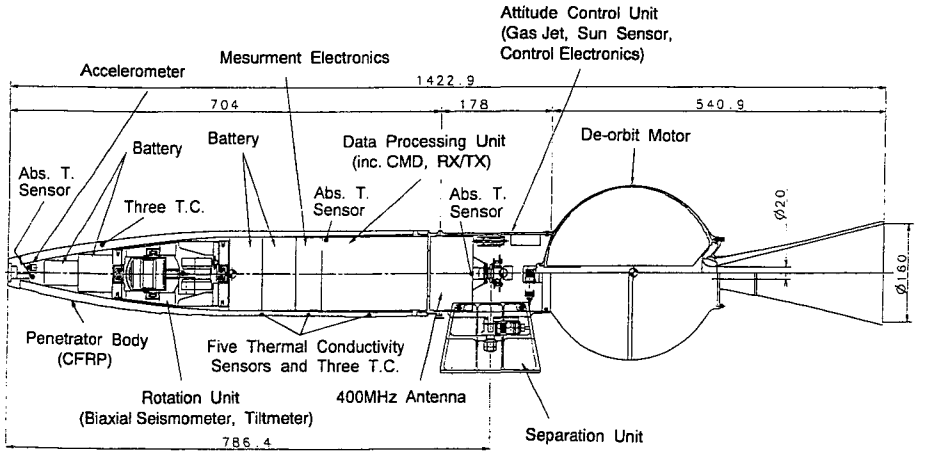

Fig. 1 Configuration of the penetrator and de-orbit motor (unit in mm).

測機器系，（2）電源系，（3）計測回路系，（4）データ処理系，（5）通信系，（6）構造・機構系，（7）熱制御系．これらの配置を Fig. 1 に示す．

観測機器系のセンサーには，加速度計，傾斜計，地震計，熱流量計がある．加速度計はペネトレータの月面貫入時の衝撃を計測し，ペネトレータの貫入速度，貫入深さを求め，月面表層の力学的性質を推定しようとするものである．傾斜計はペネトレータの静止姿勢を知るためのものである．これは熱流量計の観測と組合わせて，月内部の温度勾配を推定する時に必須の観測である．熱流量計は温度センサーと熱伝導率計からなる．地震計は別に詳しく述べることにするが，水平動と上下動の2台の地震計をそれぞれが月の重力方向に対して鉛直と水平方向に設置するために，2軸の回転軸をもつ回転機構の内部に搭載されている．回転機構部は地震計の出力信号をフィードバックして姿勢を自動制御する．また地上からのコマンドでも回転機構の制御は可能である．このため駆動用ステップモータ2個と制御ソフトウェアを備えている．

ペネトレータの電源系は搭載された単3型塩化チオニル系リチウム電池106本を2直列53並列で使用する．これで供給できる約600 Whの電力でミッション全期間を通じて必要なすべての電力をまかなう．

2台の地震計と加速度計の出力を計測する電子回路は1セットであり，サンプリングレートを切り替えながら使用する．加速度計測では10 bit, 16 KHzで，地震計測では2台の地震計を切り替えながら10 bit, 16 Hzあるいは4 Hzでデータを収集する．加速度計測データは128 Kbitの補助メモリに一旦収録され，後にデータ処理されて主メモリに記憶される．この補助メモリは地震観測時にもプレトリガデータ（8 bitデータ）を得るために用いられる．

温度，熱伝導率，傾斜計測には10 bitの精度で計測する別の電子回路が1セットある．この部分はソフトウェア制御で全部で20チャンネルの温度センサー，全部で5チャンネルの熱伝導率センサー，2台の傾斜計センサーを切り替えて計測する．この電子回路はペネトレータの維持管理に必要な電源電圧，通信機器の電流や温度などのHK (House Keeping) データの取得も行う．また非常時には地震を計測することも可能であり，地震観測の冗長系を構成している．

データはデータ処理系によって，圧縮，平均，最大値や最小値，観測テーブルパラメータなどの計

算処理などを行った後，観測時刻をつけて格納される．これらは予め定められた，あるいはコマンドで指示された方法と手順にしたがって実行される．

ペネトレータ搭載時計の原振は衝撃破損すれば自動的に切り替わる3重の冗長系で構成されている．ペネトレータと母船が遭遇／会合した時の通信もこの時計により制御される．時計の温度依存性や電圧依存性は地上試験から，また月面で温度や電圧を計測することでその精度を保ち，母船搭載時計を介してペネトレータ搭載時計を可能な限り地上の基準時刻に校正する．これにより2機のペネトレータ相互の相対時刻差は数10日間母船ーペネトレータ間の通信リンクが取れないような場合でも0.1秒以内となるように作られている．

ペネトレータと母船との通信リンクはほぼ2週間毎にある遭遇とその1回の遭遇内にある複数回の会合(約2時間毎)で可能である．ペネトレータは上空に飛来する母船に400 MHzのUHF帯(リターンリンク，400 MHz；フォワードリンク，450 MHz)を使ってデータとコマンドを転送する．ペネトレータの通信制御では母船の最新の軌道データに基づくリンク予報値をペネトレータに教えるほかに，遭遇／会合毎に新しいデータに基づく予報値で運用を実施する．ペネトレータは4遭遇先までの遭遇時刻を覚えているので，少数回ならば遭遇や会合に失敗しても母船を見失うことはない．仮に4遭遇先に母船とリンクできなかった場合でも，母船探索モードに入り，母船の電波を探す仕組みを持っている．

ペネトレータにはＣＰＵが1台搭載されている．最高クロック2 MHzの8086系V 50であるが電力消費を考慮して，データ処理時には2 MHzで，観測時には256 KHzとクロックを切り替えて使用する．またペネトレータの省電力のためＣＰＵは頻繁に休眠状態におかれる．1台のＣＰＵで全てをまかなうため，ペネトレータの基本制御ソフトウェアはバス機器の維持管理の他に科学観測機器の制御とデータ処理の両機能を合わせ持っている．科学データの処理や格納のための5 Mbyteのメモリーは，予め定めたあるいは地上からの指示によりチェックサムと1 bitエラー訂正を行う機能を持っている．

構造・機構系で最も重要な問題は貫入時の強い衝撃に耐えることにある．そのためペネトレータ構体は貫入時の抵抗が少ないオジャイブ形状となり，比強度が高い炭素繊維強化プラスチックを材料とした構体となった．形状は理論的解析や数値解析の他に，数100回に及ぶ小型モデルでの潜り込み特性取得試験やほぼ実物大及び実物大の機体を疑似レゴリスに貫入させて取得した構体の力学的データを解析した結果で決められた．ペネトレータ内部の機器は可動部のある地震計と回転機構部を除いた全てがエポキシ系樹脂でポッティングされて耐衝撃性を確保している．

熱制御系の課題はペネトレータによる熱流量計測を可能にするために，貫入前のペネトレータ機体の温度を月レゴリスの温度に近づけることである．ペネトレータの貫入による温度上昇は小さいので，ペネトレータ機体の初期温度がこの計測精度を左右する．実物大ペネトレータの熱真空試験結果を取り入れた熱数学モデルでのシミュレーションから目的とする精度での熱観測を実施できるものと判断されている．

3．LUNAR-A月震計の特性

動コイル型の変換方式は電力を必要としない点で，LUNAR-A月震計に採用することにしたが，永久磁石とその周辺の磁気回路が重くなることが問題である．LUNAR-A月震計は次のような厳しい制約条件を満足する必要がある：

1．高感度，長周期化：アポロ月震計の観測から，地震計の固有周期は1秒以上，感度は速度にして1 Hzで0.3×10^{-9}cm/s以上必要である．

2．高耐衝撃性：月面貫入時の衝撃加速度（約1万G）に耐える必要がある．

3．小型軽量：ペネトレータ全体の重さが15 kg以下であること，内容積が限られていることから，月震計は非常に小型で軽量であることが必要である．

4．省電力：増幅器を含めて，出来るだけ低消費電力であることが必要である．

上の条件を考慮し，実験をくり返し最終的に製作された地震計の構造をFig. 2に示す(山田, 1993)．LUNAR-A月震計の高感度化はコイルと磁気回路の新設計によって達成されている．コイルはチタン製のふたつのボビンに直径20 μmの極細線をそれぞれ14500ターンと15500ターン巻いている．また最新のNd-Co系の永久磁石を採用している．これらの工夫により高感度地震計10 V/(cm/s)以上を達成することが出来た．

LUNAR-A月震計に許されるサイズは，5 cm×5 cm×5 cm程度であり，このサイズの中で固有周期1秒程度のセンサーを作るのは極めて難しい．長周期化のため実際のバネの剛性は保ち，復原力の小さいバネを実現する方法として，2つの方法が考えられた．1つは非線形な特性をもつバネを使う方法，もう1つは永久磁石と組み合わせて復原力を小さくする方法である．LUNAR-A月震計の場合，水平動には永久磁石方式を使い，上下動には非線形バネと永久磁石の両者を併用し，固有周期1.2秒の地震計を実現できた．この固有周期が実現されているのは可動部が±0.5 mmの範囲だけであるが，これは月震観測として十分なダイナミックレンジである．

LUNAR-A月震計の周波数特性をFig. 3に示す．この図からLUNAR-A月震計はアポロ月震計のSP（短周期地震計）に比べて5 Hzの周波数領域で約4倍，アポロ月震計のLP（長周期地震計）と比較しても1 Hz周辺で3倍の感度を持っていることがわかる．また6 Hz以上の領域で感度が下がるのは，サンプリング周波数を16 Hzにしていることによるものである．これは地震計の制約ではなくデータ転送の制約から決まっている．大きな月震の後半部分のデータはデータ量削減のために4 Hzサンプリングにしている．この部分ではLUNAR-A月震計は1 Hz付近の狭帯域地震計になって

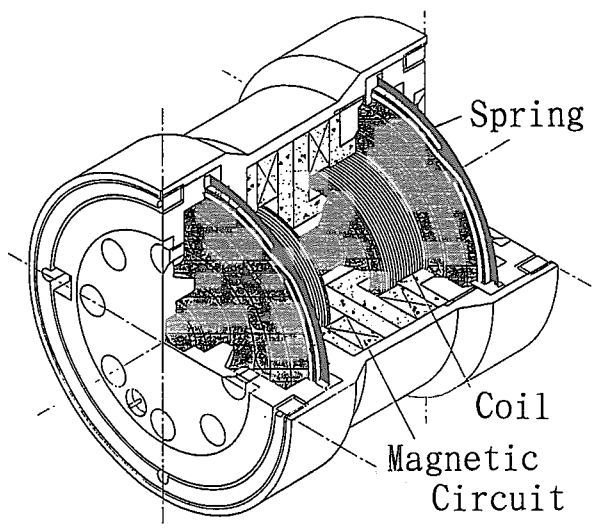

Fig. 2　Configuration of the LUNAR-A penetrator seismometer. Two diaphragm springs support the moving coil in the magnetic field. Diameter of the whole is 50 mm and the length is 50.5 mm.

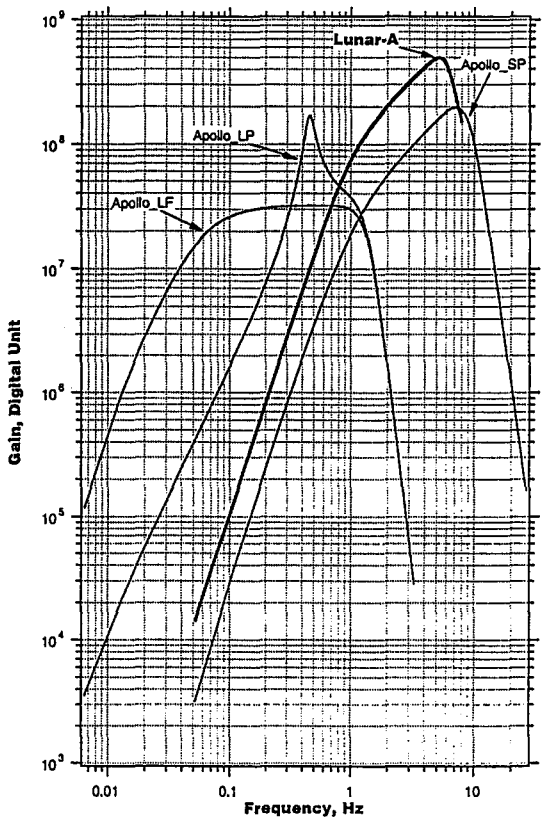

Fig. 3 Frequency characteristics of the LUNAR-A penetrator seismometer. Natural period of 1.2s, sensitibity of 10V/kine and damping constant of 0.7 are attained. Apollo long-period flat and peaked characteristics and Apollo short period characteristics are also shown.

いることに注意する必要がある.

Fig. 4 にアポロ月震計で観測された波形とそれを LUNAR-A 月震計の特性に変換した波形を示した. LUNAR-A 月震計はアポロ地震計より 3 倍以上感度が改善されていることがわかる. アポロ月震計と LUNAR-A 月震計の比較を月震計測機器部分だけの大きさ, 重量, 電力を比べたものを Table 1 に示す.

III. 観測運用のシークエンス

1. 観測運用のシークエンス

地上における通常の観測と衛星を用いた観測との大きな違いは, 後者では数少ない通信コマンドで観測系全体を完全に制御しなければならないことである. このために, 観測手順や計測の時間割りが100%決められ, それらが総べて通信系を介して制御できるよう地上試験されていなければならない. このような制約の下に組み立てられているペネトレータの月面での観測手順を概観しよう.

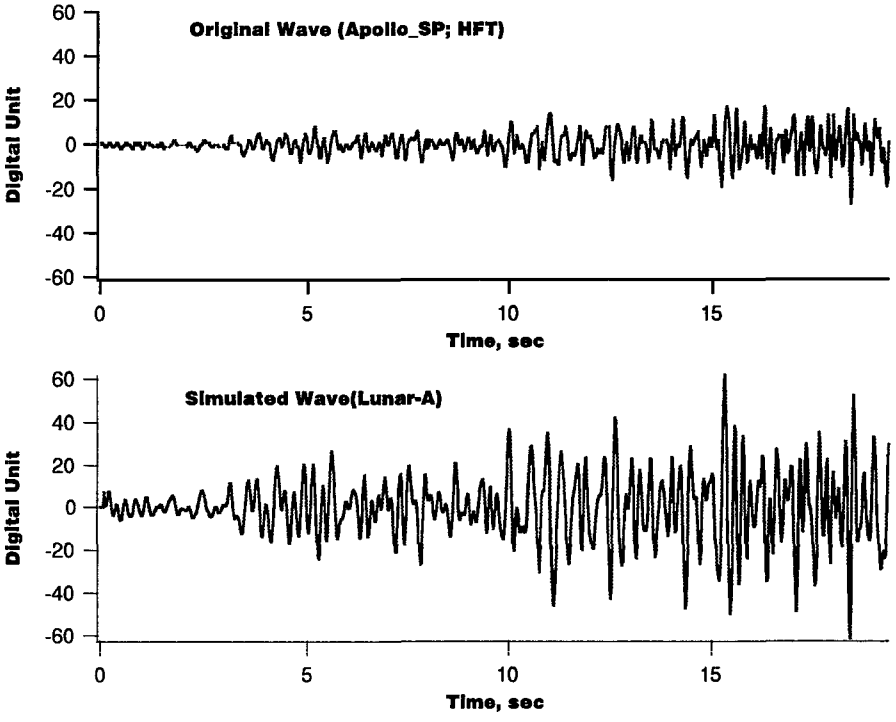

Fig. 4 Shallow moonquake record from the Apollo seismometer and its transformation into the LUNAR-A penetrator seismometer.

Table 1 Apollo and LUNAR-A Seismometers

	Apollo Seismometer	LUNAR-A Seismometer
Weight	11.3kg	0.68kg(Sensor) 0.52 (Electronics) 2.30 (Gimbal)
Size	23 cm×29 cm	5 cm×5 cm× 2
Power	4.3~7.4 W	40 mW in monitor 175mW in acquisition

A：地球軌道上に打ち上げられた後，母船に搭載されたペネトレータは，月へのトランスファー軌道上で分離前チェックと分離時の設定を行う．この分離前運用のシーケンスでは，（1）ペネトレータの状態，（2）加速度計測系の電源ON時刻設定，（3）母船との通信リンク情報の設定，などを行い，ペネトレータの時計がスタートする．この後ペネトレータが母船から分離され，月面貫入にいたる貫入前運用のシーケンスに入る．

B：貫入前運用シーケンスでは，（1）母船からの分離，（2）キャリア分離，（3）貫入時の加速度計測，などを行う．これでペネトレータは月面貫入までの運用から，引き続き月面上での初期運用に入る．

C：初期運用シーケンスでは，（1）加速度データの取得，（2）貫入温度・初期温度計測，（3）回

転機構制御，（4）月震計キャリブレーション，などが実行される．ペネトレータが貫入後，母船との通信が可能になるまで，（1）から（4）の予め決められた観測手順にしたがい，（3）の回転機構制御が正常に終了し，月震計キャリブレーションが行われると，通常運用でのデフォルト観測シーケンスに入る．

D：デフォルト観測シーケンスでは，温度，熱計測，メモリーパトロールが主で，月震観測が地上からのコマンドにより開始される．回転機構制御が異常となった場合は，母船との通信が可能になってから，コマンドの指示にしたがい再制御を行なう．回転機構制御が正常に終了するまで月震観測は行なわない．ただし，回転機構制御をのぞく初期運用はＣＰＵリセットで再度実行することができる．

E：通常運用シーケンスでは，（1）ノミナル観測制御，（2）オプション観測制御，（3）コマンド受信後観測制御，などが実行される．たとえば，（1）のノミナル観測制御には，①アナログトリガー観測，②ディジタルトリガー観測，③トリガー観測中断，のように階層構造で制御手順が決められている．

また，（2）のオプション観測は，①観測シーケンス制御テーブルによる観測指定，②絶対時刻指定コマンドによる観測指定，の2種類の方法で制御することができる．さらに，（3）のコマンドによる観測制御には，①トリガー観測，②連続観測，③地震計キャリブレーション，④温度計測，⑤熱計測，⑥傾斜計測，⑦ステータスデータ取得，⑧ＨＫ計測，⑨通信時ＨＫ計測，⑩セルフチェック，⑪回転機構制御，などの項目がある．

これらが，地震計測を含む観測運用の概観であり，それぞれの観測シーケンスは次の3種類の指定：（1）観測シーケンス制御テーブルによる指定，（2）絶対時刻指定コマンドによる指定，（3）コマンド受信後観測制御の指定，により実行することができる．

ペネトレータ月震観測では，地上へのデータ転送量の制約，ペネトレータＣＰＵのメモリー総量や消費電力の制限から，連続的に記録を取ることができない．したがってデータ取得方法に特別な工夫が検討されてきた．最終的にはLUNAR-Aペネトレータ月震観測では，（1）イベントトリガー方式観測，（2）決められた時間の連続観測，を採用することにした．（2）の連続観測は，ある指定した時間だけ連続記録を取るモードである．LUNAR-A計画における通常の地震観測は（1）のイベントトリガー方式で行われる．

2．イベントトリガー方式

2．1．イベントトリガー方式のフロー

ペネトレータ観測で採用した地震イベントの判別・データ取得のフロー図（荒木，1994）をFig. 5に示した．イベントトリガー観測が始まると計測回路は地震計からの信号を常時256秒分テンポラリメモリーにサイクリックに記録しつつ，異なった時定数をもつ2つの積分回路に通す．この2つの積分回路は信号の短時間平均 STA と長時間平均 LTA を出力する．もし地震波信号が入力すれば LTA が大きくなる前に STA が大きくなり，その比 r（$=STA/LTA$）は1より大きくなるであろう．この比がある基準値を超えた場合に地震イベントが来た可能性があるとして，アナログ計測回路はトリガー信号を発生する．これがFig. 5にある月震アナログトリガーである．

このトリガー信号によってペネトレータＣＰＵの電源が入り，10 bit 256秒の地震波データを16 Hzサンプリングで取得する．この間，ペネトレータＣＰＵは（1）このアナログトリガーを有効にするか無効とするかを判定し，（2）月震が大中小のいずれかであるのか判定する．大中小の判定により，256秒後に引き続き4 Hzサンプリングで収録するデータの長さを決めて，観測データのランクづけを行なう．判定に用いた計算パラメータは月震観測テーブルに保存する．これで一連のトリガー観測

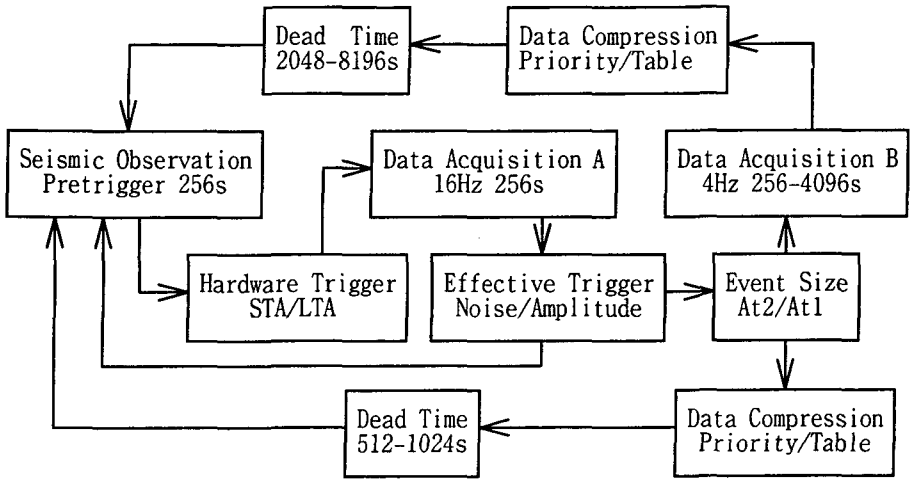

Fig. 5 Flowchart of the LUNAR-A seismic data acquisition.

を終了し，指定されたデッドタイムの間は観測を休止し（これは月震の継続時間がきわめて長いために月震の最後の部分で再び同じ月震によりトリガーが架かることを防ぐために必要である），その間にデータ圧縮などの処理を行う．そして，次のトリガー観測シーケンスに入る．

地球上の観測では，長時間平均 LTA の時定数 $T_L=60$ 秒，短時間平均 STA の時定数 $T_S=3$ 秒程度の例がある（青木，1990）．しかし，アポロ地震観測の計測結果，T_L，T_Sは地球地震の検出に使われているものより長い時定数が必要であることが予想される．このことを確かめるために，我々は（1）アポロ地震観測データを用いたトリガー判定実験と（2）名古屋大学犬山地震観測所において長時間安定試験をくり返し実施した．

アポロ月震記録を使ったアナログトリガーの数値実験の結果，$T_L=642$ 秒，$T_S=60$ 秒，平均振幅比 $r=1.526$ と設定すれば，95%以上の月震をこの方式で検出できることが分かった．

2．2．有効トリガー判定

アポロ地震観測では，月の地動ノイズは地球のそれに比べて圧倒的に小さいことが報告されている．しかし，地球の地震観測では見られない奇妙なノイズ，tilt noise（月の昼と夜で月表面レゴリスが熱膨張して，設置してある月震計がわずかに傾くことが原因）と fb noise（アポロ月震計回路部から発生するフィードバックノイズ）が見られる．前者は短いパルス状のノイズで，後者は計測系のインパルス応答に似た振動である．ペネトレータ観測の場合，月震計は地下1～3mに埋設されるから，アポロとまったく同様のノイズが生じる心配はない．また，ペネトレータ月震観測ではフィードバック回路ではないため，後者のノイズが入る可能性は少ない．いずれにしても，LUNAR-A のイベントトリガー方式をさらに確実性のあるものにするために，ペネトレータの有限なＣＰＵを使ってさらにこの月震アナログトリガーを有効なものとして月震記録として記録するかどうか，判定することが必要である．

短時間継続するパルス状の雑音によるトリガーを避けるために，まずペネトレータＣＰＵの実時間処理で，次のような処理を行っている：

1：アナログトリガー後の約10秒間後に振幅がノイズレベルを超えているかを確認した上でイベントと見なす．

2：アナログトリガー後の4秒間のデータから

$$Q=\Sigma|a_i-off|-|\Sigma(a_i-off)|\geq 64a\cdot noise$$

ただし，

$$off=1/128/16\cdot\Sigma a_i$$

であり，$noise$はノイズレベル，aは整数のパラメータである．この2つの条件を満たす場合に有効な信号であると判断する方法を取る．

この方法をアナログトリガー法と同時にアポロ地震観測波形に適応した．いずれの場合も不必要なノイズでトリガーが立つことは回避されていることが確認された．このようにして，月震は検出するが，ノイズは検出しないという望ましいT_Lとrのパラメータをペネトレータ月震観測に設定できることが確かめられた．

2．3．地震の大きさ判定

アナログトリガーと有効トリガー判定を通過した信号は，16 Hzで256秒間取得される．この間にイベントの規模に応じた取得時間が設定される．アポロ地震観測で得られた波形の基本的な特徴を考え，

1：トリガー後256秒後の振幅レベル，

2：振幅が増大していく割合，

の2つの基準に従い，到達信号の大きさを評価するのが適切であるろう．トリガー後128秒と256秒後にそれぞれΔT秒間のタイムウインドをもうけ平均振幅を求める．それぞれの値をAt_1，At_2とする．アポロ地震観測の深発月震，浅発月震，隕石衝突月震などの記録20例から，ウインドの長さΔTとAt_2/At_1比を調べ，ΔTとして適当な長さは16秒以上であることを見出した．

そこで$\Delta T=16$秒として，At_2/At_1比とAt_2の値を測定距離がいろいろ異なるすべての種類のアポロ地震観測例について調べ，LUNAR-A月震計測のデータ取得時間を以下のTable 2のような判定時間マトリックスで考え，それに与えるパラメータをTable 3のように準備する．Table 3パラメータは地上よりコマンドで与えることができる．また，Table 2にあるA_0，A_1，A_2はAt_2をディジタル単位（DU）で評価したとして，<A>をプレトリガー前半の128秒間の絶対値の平均として，

$$A_0=<A>$$
$$A_1=a_1+b_1<A>$$
$$A_2=a_2+b_2<A>$$

である．a_1，a_2，b_1，b_2はコマンドで設定可能である．デフォルト値は$a_1=3$，$a_2=10$，$b_1=1$，$b_2=1$である．

Table 2 Judging size of seismic events for the time duration of data acquisition

	$A_0>At_2$	$A_1>At_2>A_0$	$A_2>At_2>A_1$	$At_2>A_2$
$R>R_2$	x	Medium	Large	Large
$R_2>R>R_1$	x	Medium	Medium	Large
$R_1>R>R_0$	x	Small	Medium	Medium
$R_0>R$	x	Small	Small	Medium

R is the ratio of At_1(average amplitude at 128s) and At_2(average amplitude at 256s). A_0, A_1 and A_2 are set by using one of Table 3. Large, medium and small are the category of sizes and x represents nearby small events.

Table 3 Parameter table for judging signal size.

R_0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
R_1	0.35	0.475	0.6	0.85	1.0
R_2	0.5	0.75	1.0	1.5	2.0

Table 2 で“大”と判定された月震は 4 Hz サンプリングで最大 4096 秒データ取得を継続し，“中”や“小”と判定された月震はそれぞれ 2048 秒，256 秒のデータが収録される．×印となっているイベントは観測点付近で発生する熱月震と考えられるものであり，さらなるデータ取得はしない．

2．4．データ転送優先順位判定法

LUNAR-A の月震観測では，月のマントル深部を通る地震波の情報から，月の中心付近の大局的内部構造を探ることが主目的である．この目的に最も適した計測地震波を地上に伝送することが必要となる．つまり，2 台のペネトレータで同時に観測され，少なくとも 1 つの波線は月深部（特に中心付近）を通るようなイベントの波形データをアップリンクする．この条件から

1：深発月震，

2：浅発月震，

3：大規模隕石衝突，

などのデータは優先的に取得すべきである．一ヶ所でしか観測されない

4：小規模隕石衝突，

5：熱月震，

などは優先度が低い．しかし，これらは月面への隕石衝突頻度の推定や月面での熱月震活動度（その地域性）を知る上からは重要であり，観測情報を初めから排除するものではない．したがって，LUNAR-A 月震観測では，上記の 1，2，3 と 4，5 の区別が自動的に行なえるような優先順位判定法が要求される．このために

1：2 地点で観測された月震を認識できること，

2：月震波形からその計測距離を推定できること，

3：深発月震の判定の自動化，

の 3 項目が可能であればよい．1 については月震観測テーブルとして考慮されているから，2 と 3 について考える．

月震波形は大まかに言って紡錘形の時間変化を示す．したがって，隕石衝突や浅発月震など震源が浅いものは，測定距離が大きくなるほど，月震波形の振幅が最大になるまでの時間 τ が大きくなる．一方，深発月震ではそのような影響は少ないため，深発月震の τ は測定距離にあまりよらないことが予想される．Fig. 6 に先に計算したのと同様に LTA（長時間平均振幅）を求め，それが最大になるまでの時間を τ とし，それぞれのアポロ月震波形例について示す．

予想されていたように深発月震では，τ は最短で 3 分，最長で 8 分程度である．この結果，上に述べた 2 と 3 の問題は部分的に解決される．つまり，τ が 3 ～ 8 分のイベントの場合，深発月震の可能性が強く，それ以外は隕石衝突，浅発月震，または熱月震と見なせるだろう．深発月震であるかどうかの最終的な判定は，月地球潮汐の周期性から判断することが可能である．

以上のように最初にあげた 3 項目の判定は月から転送される月震観測テーブルの内容から判断が可能であると考える．ペネトレータデータ処理部では取得した月震の伝送優先順位を E (excellent)，H (high)，L (low) の 3 クラスに分類する方針である．E クラスは確実にすぐ必要な月震データ，H

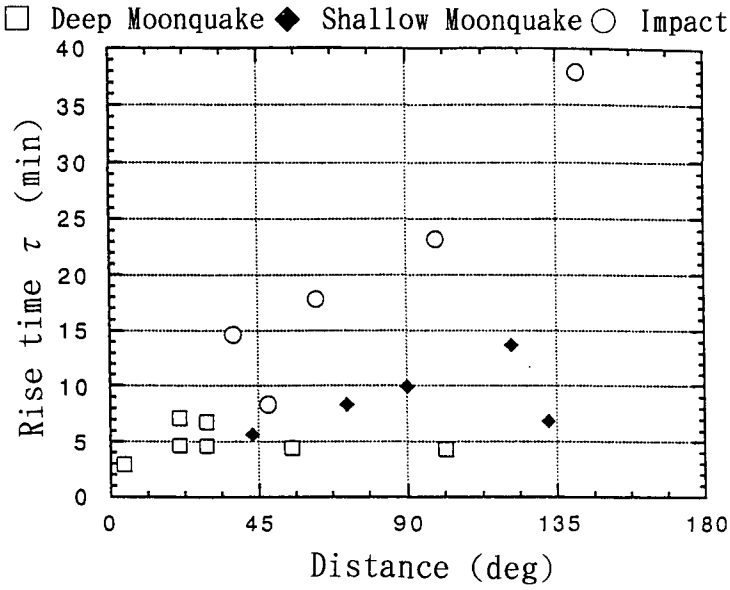

Fig. 6 Rise time τ and epicentral distance of deep moonquakes, impact events and shallow moonquakes. τ is the time length for LTA (long-term average) to be maximum from the onset.

クラスは確実に転送するデータ，Lクラスは通信に余裕があれば送るデータである．Lクラスのデータはメモリーが足りなくなれば重ね書きされるが，Hクラスのデータはされない．ペネトレータが独自に行なうデータのクラス分けのほかに地上からのコマンドでクラス変更が可能である．

2．5．月震観測テーブルの概要

ペネトレータは月震計測を行なうと，その波形記録の観測テーブルを作成する．この観測テーブルには各イベントの観測日時だけでなく月震動の特徴を表わすパラメータが記載される．ペネトレータから母船や地上へのデータ送信順序では，この観測テーブルは優先度が高い．地上ではこのテーブルに基づいて波形データを転送するイベントを選択したり，観測条件の最適化や電力などの資源管理をおこなう．また，月震波形のデータと共に月震活動の統計的な性質・地域性や月震動の大まかな性質には，この観測テーブルが積極的に活用されることになる．

観測テーブルには3種類(Table 4)あり，それぞれに月震テーブルA，B，Cと名付けられている．それぞれのパラメータは熱月震や微小な月震と言った局所的なイベントと深発月震や隕石衝突のような大きなイベントとをスムーズに分類できるような定義となっている．

観測テーブルAでは平均振幅の最大値 A_{max}，最大振幅になるまでの時間 τ や波形取得データの最後の60秒間の平均振幅 A_t などが記載され，それらの値を使用することにより，観測波形の大まかな包絡線を描くことが可能である．

月震テーブルBは大きさ判定で小と判定されたもののリストである．また，月震テーブルCはアナログトリガーでは検出されるが有効トリガー判定で無効とされたイベントの36時間ごとの個数を収容する．これらのデータは局所的なイベントの時間推移を表わしている．また，計測系の健全性の判定やトリガーレベルなどの観測パラメータの最適化のための情報となる．

Table 4 Table of seismic data acquisition

(a) Moonquake Table A
1. Observation/
Trigger observation, Continuous observation, Calibration, Acceleration, Gimbal control
2. Time of observation
3. Rank/
L, LX, H, E
4. Length of data
5. $\log(At_1)$, $\log(At_2)$, $\log(A_{max})$, τ

(b) Moonquake Table B
1. Time of observation
2. $\log(At_1)$, $\log(At_2)$

(c) Moonquake Table C
Number of analogue triggers rejected for data acquisition

(d) Legend of ranks
L : data enable to erase
LX : data erased
H : data with the second priority
E : data with the first priority

2．6．ペネトレーター母船間通信

ペネトレータで得られるデータはFig. 7に示すように，UHF帯の電波を使って母船に送られ，母船から臼田・鹿児島宇宙空間観測所の地上局にS帯の電波で送られる．母船と地上局との通信は通常の衛星の場合と同様である．月周回中の母船から臼田局へは8 Kbpsで送信できる．

ペネトレーター母船間の通信回線の確立までに必要な時間は送受信系のハードウェアで決まり，最初に遭遇するときには約60秒，2回目以降の会合時には毎回約30秒を要する．通信の時間や通信速度はペネトレータの送受信系，母船の送受信系の性能と母船とペネトレータの間の幾何学的関係によって左右される．ペネトレータの送受信はレゴリスの中から行われるので，通常の衛星間通信とは違う．しかし，レゴリスの電気的特性は良く分かっているので，媒質の電気的特性の違いは実験的，理論的に確かめられ，通信は可能である．

ペネトレータが大きな迎角で月面に貫入した場合はペネトレータのアンテナパターンが狭く，通信が可能な（回線マージンが3 dB以上とれる）母船の位置は天頂角で約36度になる．通常の場合では通信可能な天頂角は約51度に広がっている．

一方母船側のアンテナは2系統有り，ひとつは母船のスピン軸に対して50度以内をカバーし，もう一つは130度以上をカバーする．母船は基本的には太陽パドルを太陽方向に向けるために，スピン軸は太陽を指向している．このために母船のアンテナのカバーする領域が月面上のペネトレータの方向に向かない場合が発生する．これをさけるため現在，母船の姿勢を変更して通信リンクの改善を検討している．通信リンクの具体的な時間には不確定な部分があるが，その見積もりを得るために，母船は常に太陽指向であるとし，高度200 km，傾斜角20度の円軌道を周回しているとしてペネトレーター母船間の通信を考えてみる．

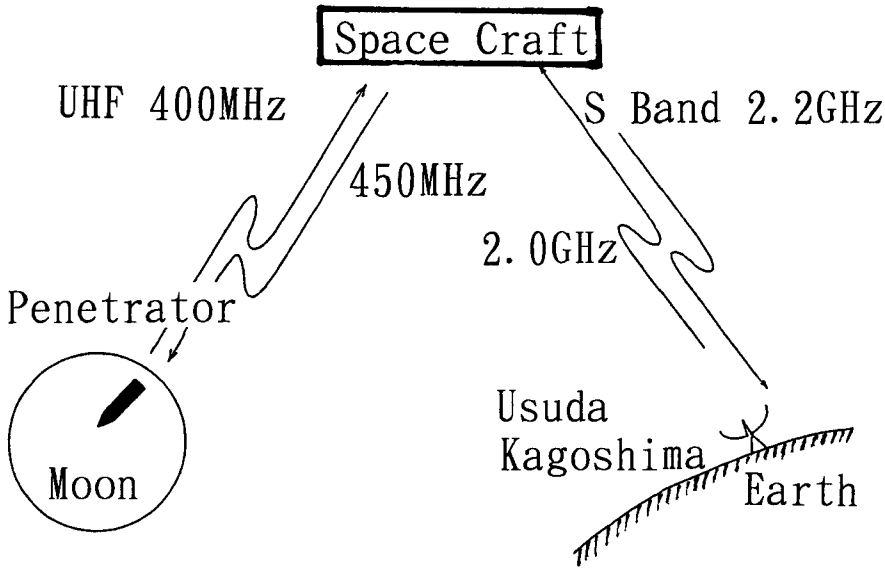

Fig. 7 Telecommunication route from penetrator to Usuda and Kagoshima Space Centers via the space craft in orbit. S-band telemetry is used between Space Center and the space craft. UHF telemetry is adopted between the space craft and the penetrator.

Table 5 Number of data flames from penetrator to space craft in orbit.

	Flame* number	
Bit rate	256 bps	512 bps
Near-side	504	1143
Far-side	552	1231

*1 flame is 134 byte.

母船はペネトレータ上空におよそ2週間に一度遭遇し，その度に5～10回の会合で通信が可能である．通信可能な時間は各会合で50秒～120秒あるが，先に述べたように通信確立までに60秒から30秒必要であり，実際にデータが送れる時間はこの時間差になる．Table 5に可能なデータ転送量の概算を母船とペネトレータ間の通信速度を256 bpsと512 bpsの場合で計算した．データの単位であるフレーム数は1フレーム＝134 byteである．この結果からペネトレータからは数カ月のミッションの間に500フレームから1000フレームのデータを得ることが可能と思われる．

母船の姿勢を制御した場合は，通信リンクの可能な遭遇，会合数が増えるので，Table 5の数値はさらに2倍程度は改善されるであろう．またペネトレータの貫入後の姿勢が理想的でアンテナパターンが予想よりよい場合には上の計算値よりもさらに2倍程度良くなるものと思われる．

これら転送可能なデータ量の内，初期運用での加速度，熱計測，HKデータは40フレーム以下である．通常運用で得られる熱計測，月震観測テーブルは6ヶ月の運用で50フレームを超えない．したがって，Table 5からこれらを差し引いたものが月震波形データの転送に使える．月震波形は1イベントあたり約40フレームを必要とするから，通信リンクが最悪の場合で月震波形は10イベント分程度が得られることになる．しかし多くの場合は1000フレーム程度が最初の5ヶ月で得られると思われるの

で，この場合は22イベント程度の波形データを手にすることができると予想される．

IV. 月震データ圧縮処理

1．月震データ圧縮処理

観測された月震データは圧縮処理される．月震データの性質，圧縮率，ＣＰＵ時間から検討をおこない，以下の圧縮処理方法を採用した（Murakami et al., 1994）：

○トリガー観測モード

前半データ	可逆圧縮	差分法＋Huffman符号化
後半データ	非可逆圧縮	Walsh法（Walsh変換＋Huffman符号化）

○連続観測モード　可逆圧縮　１階差分＋Fibonacci符号化

可逆圧縮処理は，圧縮されたデータを解凍すれば完全に元のデータが得られる処理方法である．また，非可逆圧縮処理とは，圧縮したデータを解凍しても完全には元のデータと一致しないが高い圧縮率が得られる処理方法である．データの圧縮処理は，トリガー観測モードではデータ取得後のデッド・タイム中に，連続観測モードではデータを取得しながらリアルタイムで圧縮処理をおこなう．

2．トリガー観測モード　－プレトリガー／前半データ圧縮処理－

検討したモデルは，地震データにしばしば適用される自己回帰モデルと差分法の2種類である．結果では，3次から5次の自己回帰モデルが単純な差分法よりも残差が小さくなり，残差をHuffman符号化した場合に数%から10%程度良い結果を得た．しかし，演算時間は，自己回帰モデルでは280秒から420秒（ＣＰＵが2 MHzでの推定演算時間）を必要とするのに対して，差分法では最大でも10秒程度である．

可逆圧縮処理の可変長符号化法では，Huffman符号化，算術符号化，LZ（Squeeze）符号化，LZ（Slide）符号化，動的Huffman符号化を比較検討し，計算時間と圧縮率の観点からHuffman符号化を採用した．Huffman法は，まず符号化すべきデータの出現頻度を計算し，出現頻度の多いデータに少ないビットを割り振り，出現頻度の少ないデータには多くのビットを割り付けてデータ量が全体で少なくなるようにしている．

圧縮率は，振幅や周波数特性に依存するので一概にいえないが，アポロ地震観測データを用いたシミュレーションでは，振幅が小さなものでは30%近く，比較的周波数の高い成分が卓越し振幅の大きな波形では70%から90%程度である．

3．トリガー観測モード　－後半データ圧縮処理－

月震規模判定で中月震・大月震と判定されたものは，後半データが4 Hzで取得される．この後半データの圧縮処理では，圧縮率を優先させた非可逆圧縮法を検討し，「Walsh法」という非可逆圧縮法を採用することにした．

非可逆圧縮の方法を検討するにあたって，Walsh法，LZM，ADPCM法を検討した．Walsh法は，まずデータをWalsh変換しその係数を再量子化し，それをHuffman符号化するという非可逆的な圧縮方法である．プログラムの大部分が整数の四則演算により構成できるので演算時間が非常に短くてすむ．LZM法は，Lenpel-Zivアルゴリズムにおけるパターン検索（辞書引き）部分にある程度の誤差を認めることにより圧縮率を上げようとする非可逆的な圧縮方法である．この方法の利点は，時系列データの非定常部分の再現性がWalsh法に比べて良いことである．しかし，計算時間はWalsh法の

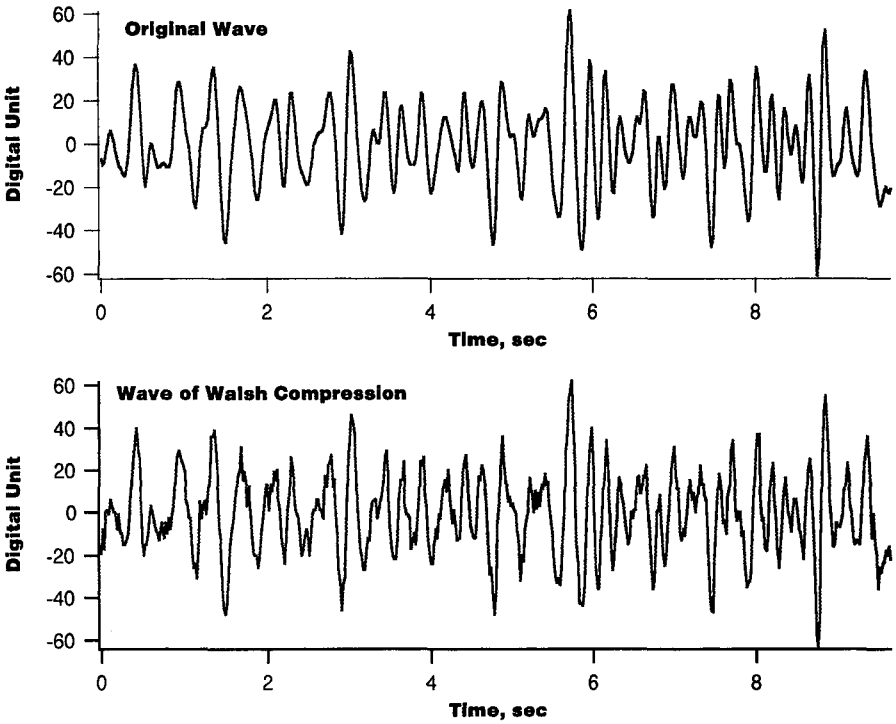

Fig. 8 Apollo short-period seismogram and its compressed-retrieved seismogram by Walsh transform.

倍以上が必要になる．ADPCM 法(適応差分パルス符号変調方式)は，音声の圧縮で利用されている非可逆圧縮法である．計算時間は Walsh 法に次ぐが，圧縮率では Walsh 法や LZM 法よりも悪かった．

Walsh 法と LZM 法のどちらでも，アポロ月震シミュレーションでは 10 数%から 30%の圧縮率が得られた．両者で波形の再現性についての優劣はほとんどないので計算時間の短い「Walsh 法」を採用した．Fig. 8 に Walsh 法で圧縮した後に解凍して得られた波形と生データ波形との比較例を示す．図では位相づれや波形の歪みはほとんどみられない．しかし，解凍波形では短周期のノイズがやや目立つ．これは，Walsh 変換した係数を荒い量子化したため短周期と長周期側のパワーが持ち上がった結果である．より厳密な周波数特性が要求される場合には，解凍したデータにバンドパス・フィルタをかける必要がある．

4．連続観測データ圧縮処理

連続観測モードでは，リアルタイムでデータ圧縮する必要がある．リアルタイムで圧縮処理をおこなう方法として，Fibonacci 符号化と動的 Huffman 法について比較検討をおこなった．圧縮率では動的 Huffman 法が優れているが，データ取得時のＣＰＵ速度が遅いために動的 Huffman 法は実現できない．したがって，Fibonacci 符号化を採用した．Fibonacci 符号化は，あらかじめ符号化すべきデータと符号ビットのテーブルを準備しておき，取得したデータにきまった可変長ビットを割り振るという符号化方式である．そのため非常に高速に処理がおこなえる．実際の処理では，圧縮率を上げるためにリアルタイムで差分処理をおこなったデータに Fibonacci 符号化する方法を採用した．連続観測モードでは，月震が観測される場合を除けば大部分はノイズレベルなので全体として 30%に近い圧縮

率が期待できる．

V．ペネトレータ観測で期待される月震活動

アポロ地震観測(藤村，1991；小山，1980；水谷，1984；中村，1976)の結果を踏まえ，LUNAR-Aペネトレータ観測は計画されている．アポロ観測点では1年に700から3000個の月震イベントを観測した（Lammlein et al., 1974)．LUNAR-A計画ではアポロ月震計よりも感度の高い月震計を使いノイズの少ない月面中で観測するのでさらに検知率が上がると考えられる．したがって，LUNAR-A観測点では少なくとも年間約1000個のイベントが検知されると予想される．アポロ地震観測ではこのうち約1/4が深発月震である（Nakamura et al., 1982)．すなわちペネトレータが1年間観測を続ければ約250個の深発月震データが得られ，5ヶ月では約100個の深発月震データを得ると予測される．

アポロ深発月震は波形の類似性，発生時刻の規則性などから，約100のグループに分けられている．そのうち52個の震源が精度よく決められている(Nakamura, 1983)．これらの中で表側の観測点，裏側の観測点はそれぞれTable 6のような角距離(震央距離)に対応する．月の裏側と表側の2機のペネトレータ観測点は広い範囲の角距離で地震波を観測できることを示している．このように広い範囲の観測が月の中心核の大きさや深部マントルの構造をきめる上で特に大切である．

深発月震の活動は約6年の周期をもって盛衰を繰り返している．この6年の周期は月内部の潮汐応力の時間変化と関係している（Cheng and Toksöz, 1978；Nakamura, 1978)．深発月震の各グループは独自の潮汐応力パターンに従って発生している（Koyama and Nakamura, 1980)．したがって各深発月震グループの震源における潮汐応力が計算されれば，そのグループの発生日時を予測することが可能である．月・地球・太陽の軌道から2000年0日以降の潮汐応力は1976年113日以降の潮汐パターンとほぼ同等であることが分かっている．したがって，各深発月震グループの発生日時を予想でき，

Table 6 Epicentral distances of LUNAR-A penetrators from major deep moonquake sources identified by the Apollo Seismic Network.

Deep MQ A #	Nearside PNT Delta (deg)	Farside PNT Delta (deg)
1	23.56	178.39
5	29.77	144.59
7	77.07	80.45
8	36.87	158.75
9	7.25	155.85
14	27.24	169.79
15	21.55	138.59
16	27.36	130.15
18	57.37	99.95
20	29.34	140.45
24	37.82	159.70
25	88.66	68.52
33	137.50	25.35
61	68.56	88.90

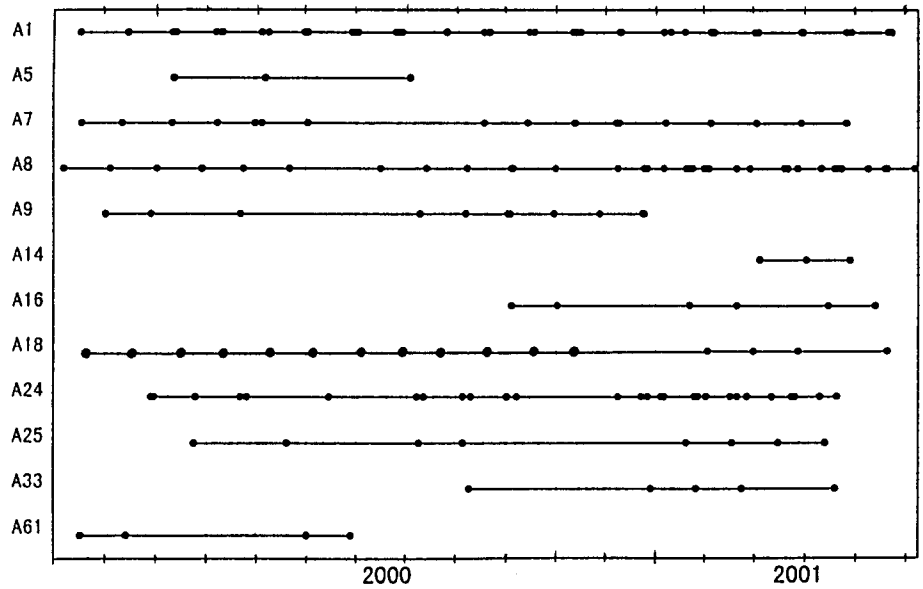

Fig. 9 Expected activity of major deep moonquakes from 2000 identified by the Apollo Seismic Network.

かつ観測された月震の震源の位置を推定出来ることになる．アポロ地震観測で観測された時と同じ潮汐応力で深発月震が発生すると考え，LUNAR-A 観測で期待される主要な深発月震の 2000 年初頭からの発生日時を Fig. 9 に示す．アポロ深発月震の A1，A7，A8，A18，A24，A33 などが活動すると期待される．

VI. 解析手法と期待される地震学的成果

LUNAR-A 計画では，月の表側と裏側に計 2 点の地震観測点が設置される．この 2 点観測は決して理想的配置でない．月の裏側のペネトレータは深発月震 A1 グループの震央のほぼ反対側に設置され，月の中心核のサイズを決める上ではきわめて重要なデータを生むものと思われる．ここでは LUNAR-A 計画で得られるデータの解析方法を紹介し，期待される成果を述べる．以下の地震波線シミュレーション，月震波形振幅，走時などについては，Nakamura et al. (1982) による深さ 1000 km までの月内部構造モデルに Fig. 10 に示すような金属鉄の中心核を取り入れた月の内部構造モデルを仮定した．LUNAR-A 計画の主なねらいは月の中心核のサイズを決めることである．このためいくつかの方法が考えられたが，2 点観測では次のような方法が有望である．

1．月中心核の大きさ

1．1．Ray Focussing を利用する方法

中心核の半径を変え，深発月震から発する地震波の伝わりかたをシミュレーションした結果を Fig. 11 に示す．これらの図から，中心核の大きさが 300 km 以上になると震源の反対側で波線の集中が起こり，裏側に設置される地震計に大きな振幅の月震波が到達することがわかる．Fig. 12 では深発月震 A1 と A14 を表側と裏側に設置されたペネトレータ月震計で観測したときの振幅比が中心核の

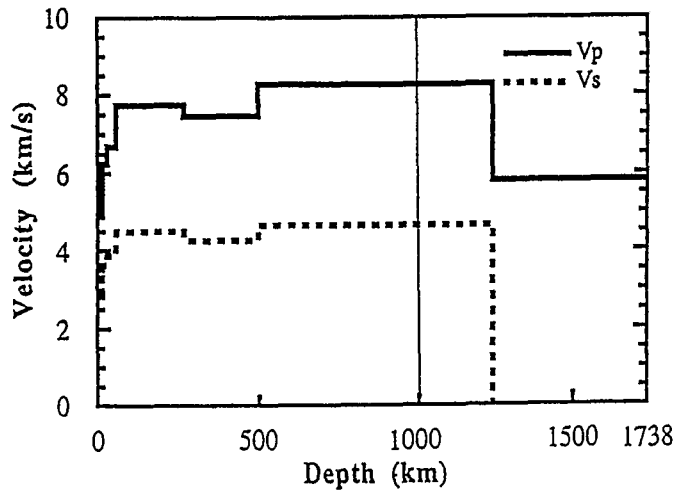

Fig. 10 Lunar seismic-velocity structure modified from Nakamura et al.(1982).

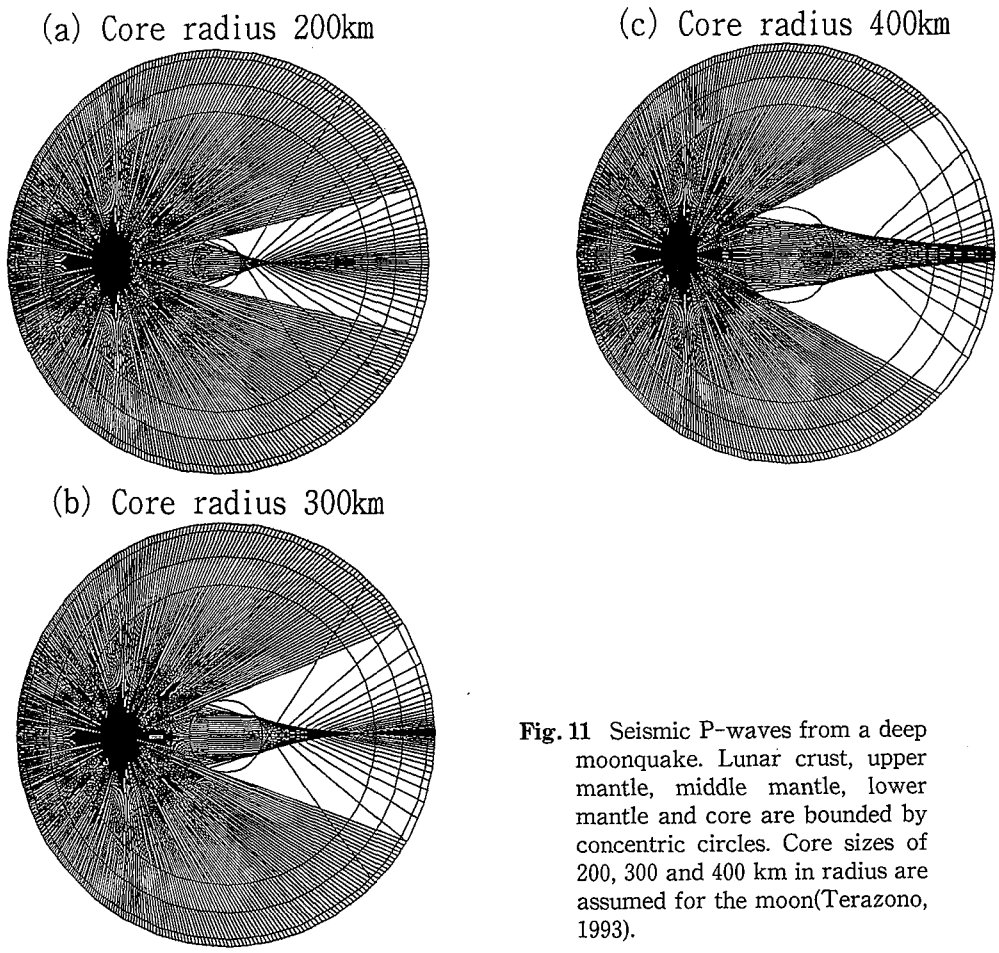

Fig. 11 Seismic P-waves from a deep moonquake. Lunar crust, upper mantle, middle mantle, lower mantle and core are bounded by concentric circles. Core sizes of 200, 300 and 400 km in radius are assumed for the moon(Terazono, 1993).

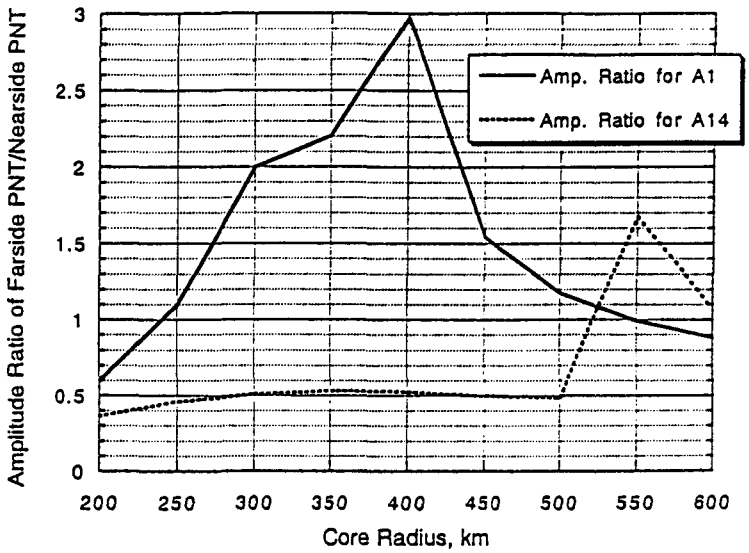

Fig. 12 Amplitude ratio of LUNAR-A seismograms predicted for far-side and near-side penetrators from A1 and A14 deep moonquakes as a function of core radius of the moon.

大きさと共にどのような変化を示すかを表したものである(寺薗, 1993). これらの図より深発月震A1が2観測点で計測され, その振幅比が2を越えていれば中心核の大きさは300 kmから430 kmの間にあると結論できる. 振幅比がもっと大きければ中心核のサイズはさらに精度良く決定できるようになる.

振幅比の決定誤差は先に述べた振幅補正に依存するが, これらは50%以内の精度で決定できると思われるので, 中心核の半径の推定誤差は±30 km程度になると予想される.

1. 2. Shadow Zoneを使う方法

地震波が集中する領域が存在すれば逆に波が到達しない影の領域も生じる(Fig. 11). Fig. 13は中心核半径と直達P波が観測される最大の角距離の関係を示したものである. この図の横軸上にはTable 6に示した深発月震の裏側観測までの角距離を棒で示してある. これらの深発月震がペネトレータで観測されたかどうかだけで, 直達P波の領域を押さえる事も可能である. これによっても, 中心核の半径の推定が可能になる. 図に見るように深発月震の角距離分布は連続的ではなく, この観測による中心核半径の決定にも誤差を伴うが, 現在考えられているような月震が観測されれば, この方法による半径決定誤差は±25 km程度であると予想される.

1. 3. 走時差を使う方法

LUNAR-Aでは2点観測のために月震の発震時を正確に決めることは難しい. P波あるいはPKP波の到達時刻の2観測点間での差のみが正確に求められる. そこでFig. 14にA1震源からのP波を表側で観測し, PKP波を裏側で観測したときの地震波の到達時刻の差が中心核半径とどのような関係にあるかを計算した.

これから分かるように中心核の半径が100 km異なると約10秒の時刻差が現れる. これまでのアポロ地震観測から, 2つの波の到達時間差を5秒以内で決めることは可能である. すなわちこの方法でも中心核の半径を±50 kmの精度で推定することが可能であろう. もちろんこのような波形が数多く

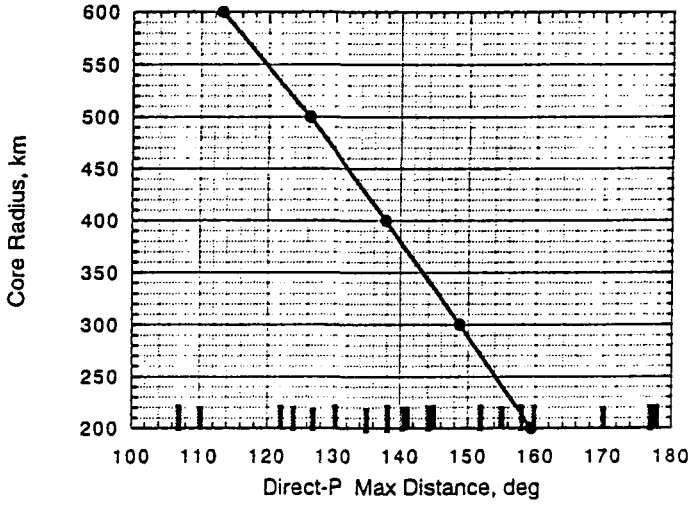

Fig. 13 Core radius and maximum distance for direct P-wave arrivals. Epicentral distances of major deep moonquakes for farside penetrator are also shown by thick bar on the abscissa.

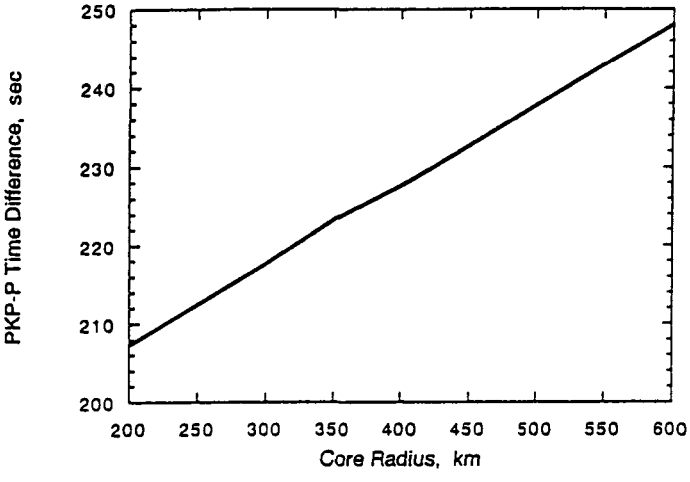

Fig. 14 Arrival time difference between PKP and P waves expected for two LUNAR-A penetrators in terms of core radius of the moon.

観測されればされるほど統計的誤差も小さくなり，月の中心核のサイズ推定誤差はさらに小さいものになることが期待される．

2．月の地殻の構造

アポロ地震観測の月震波形は振幅が非常にゆっくりと大きくなり，それが長時間続くことが特徴的である．これは月の地震波は特定の運動方向を持たない複雑な波が連続して観測されるからである．このような波動伝播は波の散乱現象がそのメカニズムであり，極度に激しい散乱が月に特徴的地震波

の伝播を生じさせていると結論されている（Goins et al., 1981）．この散乱現象は月の表面近くで発生し，いちじるしい散乱の原因は，隕石の衝突による割れ目や地質構造の不均一性，複雑な地形の影響などによるものであると考えられている．このような複雑な地震波の特徴は3次元的な地震波の多重散乱で理論的に取り扱える（Nakamura, 1976）．

Fig. 15には不均質の程度をいろいろ変えた媒質に超音波を入射しその伝わり方を示した（Dainty and Toksöz, 1977）．不均質がないFig. 15aではパルス的な波が一つ観測されるだけで，不均質性がだんだん強くなると振幅の立ち上がりはどんどんゆっくりしたものになる．つまり，この実験では波動が最大振幅になるまでの時間は媒質の不均質性に強く依存することを示している．ただこの場合，波動伝播途中のエネルギーの吸収が大きいと，最大振幅以後の振幅減衰はより早くなる．このような考えの下に，多重散乱の理論を応用して，月の裏側表層部での速度構造，地震波散乱特性，地震波のエネルギー吸収特性，などが1点観測からでも明らかにすることができる．

また，Fig. 16はアポロ観測点直下での月レゴリスの厚さと地震波の卓越周波数との関係を示したものである（Nakamura, 1976）．4分の1波長則と呼ばれるこの関係は，観測された地震波の中で卓越する波動の1／4倍の波長が表層構造の特徴的な厚さを示す．これもやはり1点観測から月の裏側のレゴリス層の厚さを推定する強い科学的動機を与える．レゴリス層の厚さは月の形成過程後期における隕石の衝突頻度やテクトニクスに関する情報を我々に教えてくれるのであるから重要なデータである．

またさらに，観測点近くで発生する地震動については，1点観測から得られる微小な信号であって

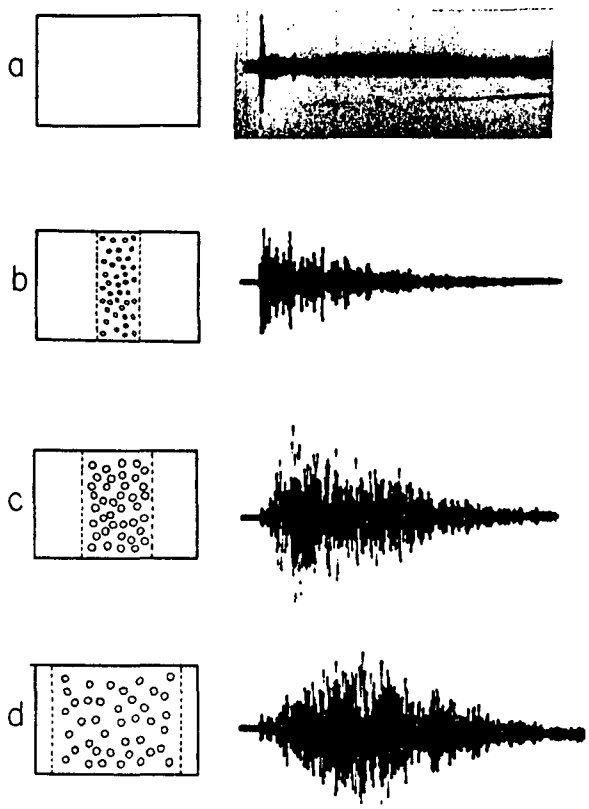

Fig. 15 Scattering of ultrasonic waves through heterogeneous medium (Dainty and Toksöz, 1977).

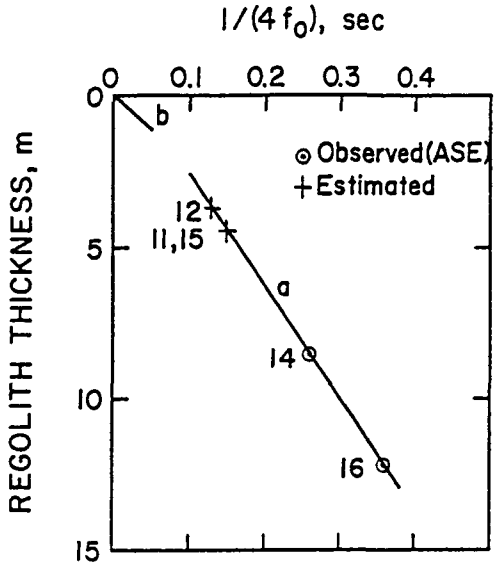

Fig. 16 Regolith thickness and dominant period of seismic signals (Nakamura, 1976).

も，その最大振幅までの立ち上がり時間から，振動源と観測点間の距離を推定することも可能である．これらは多重散乱の理論を応用したもので，月での地震波伝播の性質を巧みに利用した方法であり，地球の地震観測では成し得ない解析方法である．観測点の近くの月面に落下する隕石や流星雨など（Oberst and Nakamura, 1991）から，今現在月の裏側に落下する微小な物質の質量頻度分布を推定することができる．特に月には大気がないから，数g程度の微小な物体でも大気中で燃え尽きることなく，月面にまで到達する．この点は地球の観測では得られないデータが計測できるという大きな利点である．

3．月の裏側の月震活動度

アポロ地震観測で得られている月震のデータのほとんどは月の表側のイベントと考えられている．LUNAR-A計画では月の裏側の地震活動を直接観測するから，その発生頻度の時間的推移や地域的な特徴が明らかにされる．特に地球や太陽の潮汐応力によって発生すると考えられている深発月震が月の裏側でどのように活動しているのかを知ることは重用である．我々は，その情報から月全体の深部構造活動を理解することができ，なぜ月が地球のようなプレート運動を伴う構造活動を示さないのか，月の構造活動の全貌が明らかにされるだろう．

さらに観測テーブルのτや包絡線の形状から震源からの距離が推定され，A_{max}から地震波振幅の最大値が推定される．震源距離を補正した最大振幅値は月震のエネルギー，月震マグニチュード，を与える．多くの月震イベントについてこのマグニチュードが決定されると，マグニチュードと発生頻度との関係を求めることができる．このマグニチュード（エネルギー）と発生頻度の関係は一般に地震（月震）を発生する場の不均一性と深い関係があるとされている（Koyama, 1997）．この不均一性は地殻内のクラックや破壊強度の空間分布・サイズ分布によるものであるから，月の表側・裏側での不均一な構造に関する新たな知見が得られるだろう．

また，月震観測テーブルの各パラメータから深発月震や浅発月震など，月震がタイプ別に分類され

れば，他のペネトレータのデータやアポロのデータとの比較から月の表側ばかりではなく裏側でも，月全体にわたる地殻やマントル深部での月震活動に伴うエネルギー放出量が推定され，月のテクトニック応力場の表側と裏側との違いなども評価することができる．さらに，隕石起源の月震が多く観測されればマグニチュードと発生頻度の関係から落下する隕石のサイズ分布と言った情報も得ることができる．

このように，アポロ地震観測からは知ることのできなかった，月の裏側での地震波伝播特性，地震波速度構造，地震活動の活発さ，などは月の形成・分化を考える上で特に重要である．月の表側と裏側では表層地形から見てその形成過程が明らかに違うものである．それが月内部の構造活動に起因しているものであるのか，それがどの程度現在の月の構造に影響しているのか，あるいは，月の形成過程の中での隕石の衝突など外的な要因に支配されたものなのか，LUNAR-A 計画の地震観測から我々は詳しく研究することができ，月の裏側の構造活動に関する新たな知見を得るだろう．

VII. 期待される成果と月科学への貢献

LUNAR-A 計画ではペネトレータという新しい惑星探査方法の実証という工学的意義の他に，科学的にもアポロ計画では得られなかった様々な新しい情報が得られる．とくに月の中心核についてのデータ，月の裏側の地殻構造に関するデータは全く新しいものである．ここでは LUNAR-A 計画で得られると思われる科学的成果を列挙し，月の科学全般からみたこの探査計画の意義を簡単に述べることにする．

1．月の裏側での地震活動

月の裏側の地殻は約 40 億年前までに形成されたと考えられており，表側のようにマグマ噴出などで作られたマスコン（大きな重力異常領域）は発見されていない．このような地域では地球における安定地塊のように，一般的には地震活動は低くなっていると思われるが，はたしてそうなっているかどうか．そもそも月の地震活動が何によって支配されているのか．このような疑問に対して月の裏側での地震活動度を知ることが第 1 に必要なことであり，LUNAR-A 計画で得られる月の裏側での観測結果がこういった基本的な疑問に答えるデータを与えることになろう．

2．月の裏側の地殻構造

月の裏側の地殻は表側のそれと比べて 2 倍以上厚い可能性もあるほか，月の歴史の初期における激しい隕石衝突時代に受けた破砕，混合の跡を深部まで残している可能性もある．LUNAR-A 計画では月の裏側で観測を実行し，この地殻の構造を明らかにしようと計画されている．これは，将来の月ミッション，セレーネ計画（月探査周回衛星計画，1996），で明らかにされる裏側の地殻の化学的データを解釈する上で，また月の初期史を明らかにする上でも必須のデータを提供するものと言える．

3．月中心核のサイズ

LUNAR-A 計画で得られる様々な地震学的データの解析により月中心核の半径を ±50 km の精度で決められると思われる．これにより月の親鉄性元素存在度を推定することができる．月の岩石の親鉄性元素存在度はもし中心核の半径が 450 km 以上あれば，月全体の親鉄性元素存在度は始源的隕石と同等であって良いと言われている（Rignwood et al., 1991 ; Taylor, 1992）．これは現在ひろく信じられている「月は全体として親鉄性元素に欠けている」という神話を崩すものであり，月の起源説の

有力な考えである巨大衝突分裂説（Benz et al., 1989）に重大な反証を与えることになる．この意味で月の中心核サイズについての新しいデータは月の起源と進化を考える上で極めて重要な情報を与えるものである．

4．月熱流量の決定

ここでは詳しく述べなかったが，ペネトレータを使って月の裏側の高地を含む2地点で月の地殻熱流量を決めることができる．これによりアポロ計画で得られた2地点での地殻熱流量の観測データと組み合わせて，月全体の熱収支をこれまでよりはるかに精度よく推定できるようになる．月の熱流量データは月内部の現在の熱的状態を知る上での基礎になるばかりではなく，月内部の熱源である放射性発熱元素の存在度を推定する重要なデータである．これまでは月表面の岩石にはU, Thなど難揮発性元素が多いこと，アポロの熱流量値の高いことから，月の高温起源を示すものと思われている．しかしアポロ計画で得られた2地点の熱流量値はそれぞれ大きく異なっており，その値に大きな意味を持たせるわけにはいかないと指摘されている．したがって，月全体としての難揮発性元素の存在度が地球や始源的隕石と比べ多いのか少ないのかという基本的問題にはまだ答えられていない．LUNAR-A計画の熱流量計測はこのような意味で月の起源を明らかにする重要なデータを提供するとともに，月の化学組成の解明ともつながっており，今後の月探査計画であるセレーネ計画の観測と結びつくものである．

5．月の撮像

アポロ計画では多くの写真が撮られたし（Masursky et al., 1978），近年再びクレメンタイン衛星では月全体の画像も得られた（Nozette, 1994）．しかしアポロ計画で得られた高分解能写真は地域的に限られているし，クレメンタイン衛星による画像は太陽位相角が高いために地形の起伏が極めて不明瞭であり，地質学的調査には適さないものである．LUNAR-A計画における撮像はモノクロ画像ではあるものの，画像分解能は約25 mであり，太陽位相角が低いときに撮像するので微小な地形の起伏が捉えられるところに特徴がある．これらにより月の緯度±29度以内の領域に限られるとしても，月の撮像より月のテクトニクスや進化過程をみる上できわめて多くのデータが得られるものと思われる．これらのデータはまた将来のセレーネ計画の基礎のデータとして利用されることになろう．

文　献

青木治三，1990．微小地震検出のためのノイズ解析に関する一考察，地震2，**43**，283－285．

荒木博志，1994．月震発生様式の解明とLUNAR-A計画，東京大学博士学位論文，1－186．

Benz, W., A.G.W. Cameron and H.J. Melosh, 1989. The origin of the moon and the single-impact hypothesis, Icarus, **81**, 113－131.

Cheng, C.H. and M.N. Toksöz, 1978. Tidal stresses in the moon, J. Geophys. Res., **83**, 845－855.

Dainty, A.M. and M.N. Toksöz, 1977. Elastic wave propagation in a highly scattering medium, J. Geophys., **43**, 375－388.

Dunnebier, F.K., Y. Nakamura, G.V. Latham and H.J. Dorman, 1975. Meteoroid storms detected on the moon, Science, **192**, 1100－1102.

藤村彰夫，1991．月・惑星探査，地震2，**44**，41－51．

Goins, N.R., A.M. Dainty and M.N. Toksöz, 1981. Lunar seismology : The internal structure of the moon, J. Geophys. Res., **86**, 5061－5074.

小山順二，1980．月の地震活動，惑星科学，**2**，1－10．

Koyama, J., 1997. *The complex faulting process of earthquakes*, Kluwer Academic Pub., 1−194.

Koyama, J. and Y. Nakamura, 1980. Focal mechanism of deep moonquakes, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. XI, 1855−1865.

Lammlein, D.R., 1977. Lunar seismology and tectonics, Phys. Earth Planet. Inter., **14**, 224−273.

LUNAR-A LIC 科学チーム，1995. LUNAR-A 月撮像カメラ，宇宙科学研究所，1−48.

LUNAR-A サイエンスチーム，1997. LUNAR-A 計画：科学観測計画と期待される成果，宇宙科学研究所，1−67.

Masursky, H., G.W. Colton and F. El-Baz, 1978. *Apollo over the moon*, NASA SP-362, 1−255.

水谷仁，1984. 月の内部構造，久城育夫編「月の科学」，岩波出版，145−167.

Mizutani, H., 1995. Lunar interior exploration by Japanese lunar penetrator mission, LUNAR-A, J. Phys. Earth, **43**, 657−670.

Murakami, H., T. Inoue and H. Mizutani, 1994. Data processing for LUNAR-A penetrator, Proc. XXVI Lunar Planet. Symp., 1−6.

中村吉雄，1976. 月の地震学，科学，**46**，135−144.

Nakamura, Y., 1976. Seismic energy transmission in the lunar surface zone, Bull. Seism. Soc. Am., **66**, 593−606.

Nakamura, Y., 1978. A 1 moonquakes : Source distribution and mechanism, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. IX, 3589−3607.

Nakamura, Y., 1983. Seismic velocity structure of the lunar mantle, J. Geophys. Res., **88**, 677−686.

Nakamura, Y., G.V. Latham and H.J. Dorman, 1982. Apollo lunar seismic experiment - Final summary, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. XIII, J. Geophys. Res., **87**, A117−123.

Nozette, S., 1994. The Clementine mission to the moon : Scientific overview, Science, **266**, 1835−1839.

Oberst, J. and Y. Nakamura, 1991. A search for clustering among the meteoroid impacts detected by the Apollo Lunar Seismic Network, Icarus, **91**, 315−325.

Ringwood, A.E., T. Kato, W. Hibberson and N. Ware, 1991. Partitioning of Cr, V, and Mn between mantles and cores of differentiated planetesimals, Icarus, **89**, 122−128.

SELENE Project Team, 1996. 月探査周回衛星計画，SELENE Project Office, 1−14.

Taylor, S.R., 1992. *Solar system evolution*, Cambridge University Press, 1−307.

寺薗淳也，1993. 月探査のための深発月震解析，東京大学修士学位論文，1−99.

山田功夫，1993. LUNAR-A ミッションにおける月震観測計画，日本地震学会ニュースレター，**5**，5−10.