

(3) 地動軌跡図からみた自然地震と常時微動

北大工学部 正員 ○金子 孝吉
北大工学部 正員 渡辺 昇

1. まえがき

昭和 50 年第三次地震予知研究 5 ヶ年計画にともない Telemeter による集中観測方式が導入され、有線または無線を使い北海道内の高感度地震計、長周期地震計および地殻変動観測器の Data が Real Time で札幌にある地震予知観測地域センター (Research Center for Earthquake Prediction) へ伝送されている(図-1)¹⁾。

高感度地震計を持つ観測点は 9 点あり、地震の多い日高、十勝地方に多く設置されており、他にやや大きな振幅の地震動を測定できる長周期地震計(Sacks型)などが配置されている(表-1)。

これらを利用した Telemeter System は特に北海道周辺の地震予知を目的としているが、得られた記録は各種の方面に利用できるものと思われる。たとえば波形解析をすることによって震源要素(地震 Moment, Stress Drop etc.)と地下の媒質の状態(減衰Q値, Scattering etc.)の情報も得られる²⁾。

今回地震予知観測地域センター(北海道大学理学部, RCEP)の御好意により、Dataを利用させていただくことになった。ここでは特に、中小地震と常時微動の記録から各観測地点の地動周期特性および地動軌跡(Particle Orbits)の形状特性について調べた結果を報告する。

2. 北海道とその付近の地震発生分布

北海道付近で発生した中小地震(M=1.0~4.5)でたとえば 1978 年 1 年間におけるものの震央分布図を求めると図-2 のようになり、その図中の A-B 領域の断面図が図-3 である(参考文献 2) 速報第 4 号)。

そして毎年これらの分布の数と同じぐらいの地震が発生している。

さて地震波あるいは常時微動波の波形解析を始める前に予備知識として図-2, 図-3 から次のことを知っておこう。つまり太平洋側で発生する地震は大小を問わず震源が浅く、日本海側に行くほど深くなっている。それは Plate Tectonics を説明するもので、Plate 上に沿って地震の震源が 2 層に分布していることも判った(図-3)。

図-2 において点線で示した曲線は地震源の平均深度である。

またこれらの地震多発層は High-Q 値を示す、いわゆる伝播する地震波の減衰が大きな Zone であり、他を通る地震波は減衰が小さいことになる。そういった意味からすれば KMU, MSN, ERM などの直下は High-Q で HSS, HIC などの直下は Low-Q な地下構造を有することになる²⁾。

3. 常時微動波と自然地震波の

スペクトル解析

得られた記録は AD 変換器によって、

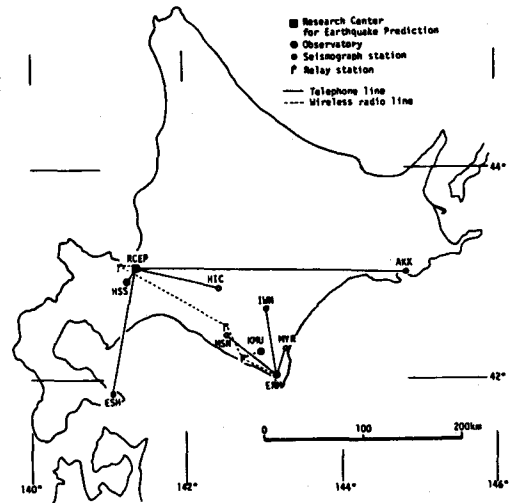


図-1 観測地点と無線中継所の配置

表-1 観測地点一覧表

観測点	コード	緯度(N)	経度(E)	高さ	観測器
1. Esan 恵山	ESH	41.8842°	141.0112°	40m	SP, Tilt
2. Misumai みすまい	HSS	42.9647°	141.2325°	215m	SP
3. Hidaka 日高	HIC	42.8915°	142.4573°	330m	SP
4. Misono 御園	MSN	42.4232°	142.5414°	100m	SP
5. Kamikineusu 上杉臼	KMU	42.2387°	142.9673°	185m	SP, LP*, Tilt
6. Erimo えりも	ERM	42.0150°	143.1571°	40m	SP, LP**, Tilt, Strain
7. Moyori 茂寄	MYR	42.2918°	143.2838°	80m	SP
8. Iwanai 岩内	IWN	42.6705°	143.0462°	235m	SP
9. Akkeshi 厚岸	AKK	43.0171°	144.8422°	80m	SP, Tilt

SP: Short period seismometer, LP*: Sacks type seismometer, LP**: Strain seismometer

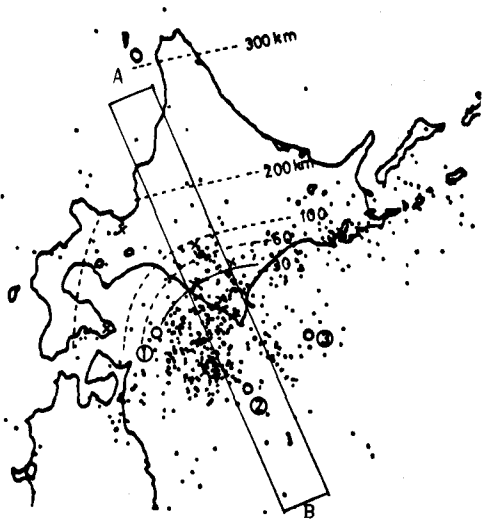


図-2 震央分布図 (文献 2)

Digital 化し, Graphic Display などにより Spectrum や地震動の Particle Orbits の作図を計算機を通して行なうことができるが, 多数の地震記録の中から図-2 の○で示した震源を有する地震

- 1) 1980・2・19, 浦河沖, $M=3.1, H=55.1\text{km}$
 - 2) 1981・5・6, えりを沖, $M=3.2, H=17.0\text{km}$
 - 3) 1981・5・8, 十勝沖, $M=2.9, H=29.5\text{km}$
 - 4) 1978・6・12, 宮城県沖, $M=4.2, H=30\text{km}$
- などを選んで波形解析を行なった。

図-4 は 2) のえりも沖地震の各観測地における速度記録である。初動 P波付近より主要動 S波部を中心に示してあるが, 常時微動は地震波到達前の 20~30sec を利用した。

記録をみると震源距離の比較的小さい KMU ERM や IWN よりも遠い HIC や AKK など大きく揺れていることが判る。これは前記した Q 値の考え方で説明できるようだ。

波形解析はまず常時微動波と自然地震波の Power Spectrum 解析を行なった。図-5 は, 各地の常時微動波(a) と浦河沖地震 2) の主要動部(b) の NS 成分の Power Spectrum である。常時微動は Spectrum からみれば 1 ESH, 2 HIC, HSS, IWN, 3 KMU, MSN, ERM および 4 AKK といった 4 種類に区別できる。すなわち 1 は第 1 Peak が 1.4sec で第 2 Peak が 0.25sec (一点鎖線) で, 2 は 1.0~2.5 sec ぐらいに一つの Peak を持ち (実線), 3 は 0.6~2.0sec ぐらいに平均して滑らかな Peak を有し (点線), 4 は第 1 Peak が 0.3sec, 第 2 Peak が 1.5~2.5sec ぐらい (波線), の Spectrum になっている。このような傾向は地下構造が同種のものであれば周期特性も近より, 異質であるほど相違することを示すものである。

ところが自然地震の場合少し様子が変わってくる。それは地震の発震機構に左右される場合と地震波の伝播経路による場合, さらに地盤構造による場合で周期特性も近づいたり離れたりするところである。

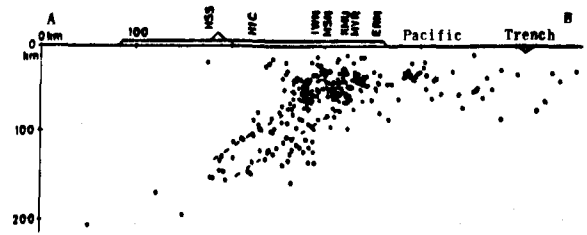


図-3 震源分布断面図 (文献 2)

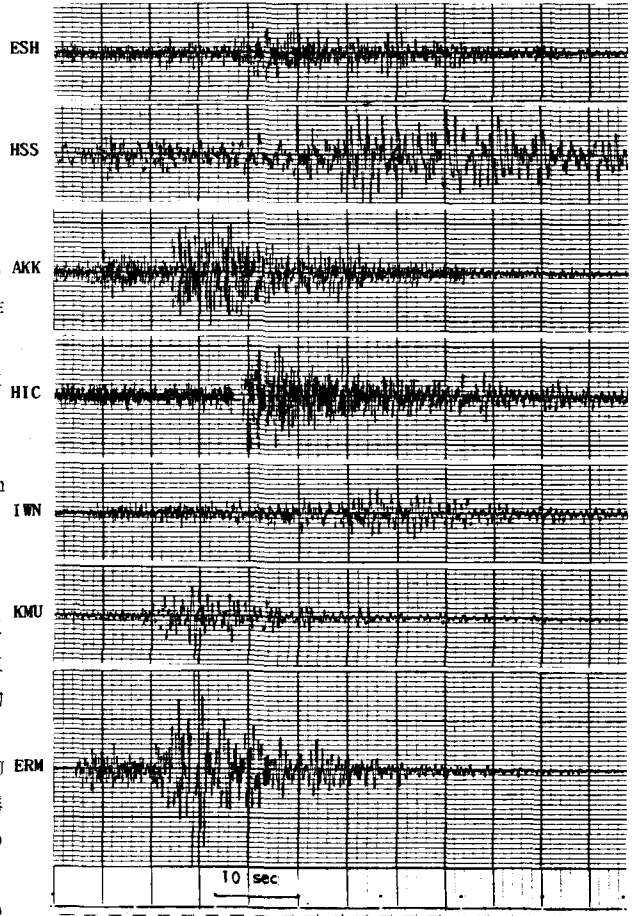


図-4 えりも沖地震の各観測地における記録

図-5 (a) の浦河沖地震では 1 ESH, 2 HIC, HSS, 3 KMU, MSN, ERM, IWN, AKK といった Group分けができるが、この場合は図-2 で示されている地震発生の平均深度に関するような傾向になっている。Orbits ではどうなっているであろうか。

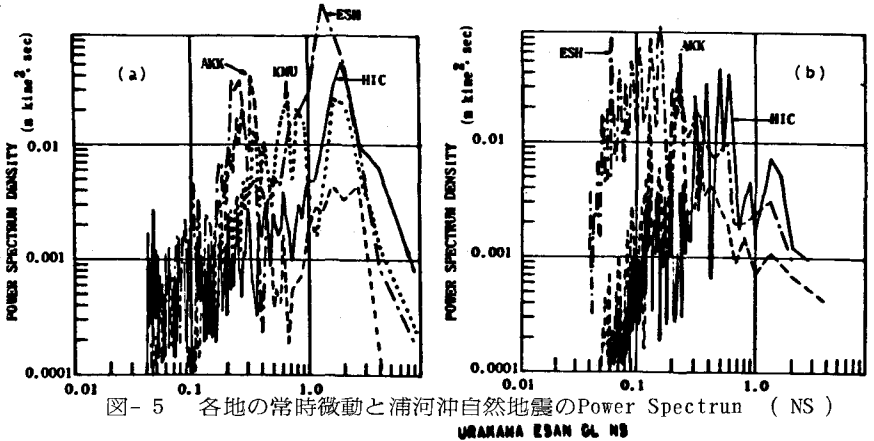


図-5 各地の常時微動と浦河沖自然地震のPower Spectrum (NS)
URAHARA ESAN GL NB

4. 地動軌析解折

常時微動と自然地震の各記録について NS, EW および UD の三成分からそれぞれの二成分による平面での Particle Orbits を求めた。図-6 は浦河沖地震波の ESH での記録と、それを加重移動平均法により 10 Hz 以上を Cut して Smoothing した波形である。当然のことながらこの方法では振幅の減少がみられるが、それは Data 収録されている生の Analog 記録に Low-Pass Filter を電気的に通しても同様である。

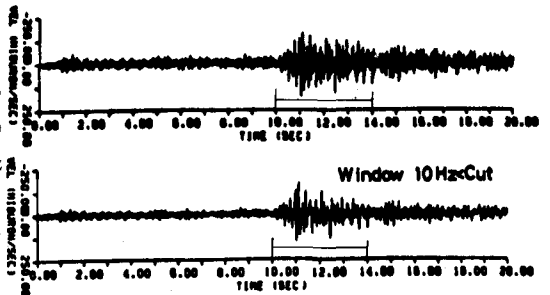


図-6 Smoothing前後の地震波 (ESH)

ここでは適当な倍率を乗ずることによって最大振幅を一致させた波形について Orbit 解析した。なお Orbit の図は自然地震波の場合についても見やすくするため、振幅を統一するようにつとめた。

Smoothing 前後の比較の一例を示すとたとえば図-7 である。これは恵山 ESH での常時微動波の Orbits で Window をかける前 (a) と後 (b) のもので (b) になると、かなり軌跡の追跡が楽である。

図の (c) は浦河沖地震の主要動部の Orbit の平均的なものであるが、常時微動波と自然地震波は一致した形状を示さない。図-5 の Spectrum においても周期特性が一致しなかったことと同様である。このようにすべての場合に常時微動波と自然地震波の周期特性や地動軌跡の形状特性に違いがあるのだろうか。そうではない。たとえば厚岸 AKK の場合であるが、図-8 の浦河沖地震波と常時微動波について NS 成分の 10~14sec の間に示したように、それぞれ 2sec 間 (計 4sec) の軌跡図を求めると図-9 になる。

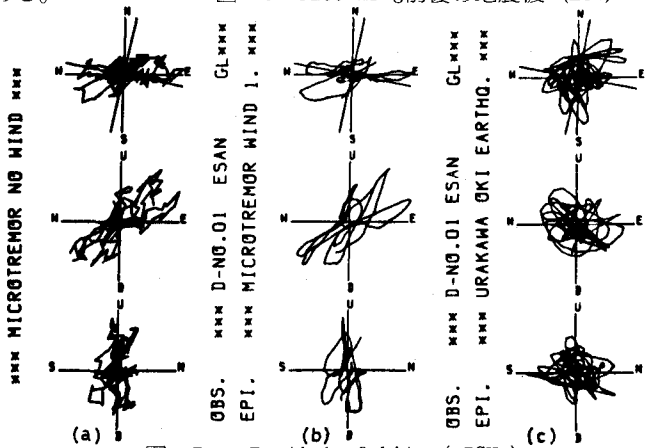


図-7 Particle Orbits (ESH)

よくみるとだ円軌跡の一周期が 0.3sec 程度で、形状についても比較的よく一致していることが判る。これは観測地点である AKK が水平な軟弱層を有するため、常時微動においても上下動に比べ水平動が卓越する傾向にあり、自然地震も地盤構造が強く反映して記録されるものと解釈しても大きな間違いは起さないだろう。

次に各観測地別の自然地震波と常時微動波について、その Orbits の比較を行なってみた。一般的に異なる地点での地震動の Orbits は比較することが困難であるが数多くの Case についてながめてみる

となかに比較的良好一致するような場合が見うけられた。たとえば図- 10はえりも沖地震の場合の軌跡で、左が HSSで右が HICにおける S波の主要動部の例である。

また図- 11は MSNと ERMにおける常時微動の軌跡から、数多く出現する形状を有する代表例であり、方向性を追求することが可能である。

これらの例は Orbit解析ではまれな Case で普通は観測地点が異なればあまりよい対応は示されないものである。Orbits の形状が一致するということは、こじつければ前記した地球物理学的な予備知識で説明することができるかもしれないが、いささか大胆すぎるので今後の課題にする。

5. あとがき

Particle Orbit解析は波形解析における有力な手段である。それは地震動を立体的な感覚でとらえることができ、方向性、形状特性あるいは周期特性を知ることが可能であるからだ。

今回は中小地震と常時微動を扱ったが、大地震の記録波形に対する Orbit解析が必要であり、現在研究進行中である。

また常時微動は地盤の特性を反映していると言われるが、地震時には必ずしも常時微動と同様に揺れるとはかぎらない。ここで示した厚岸地点などは比較的地盤特性が反映しやすく地動軌跡の形状も単純な様相を示す。

このような地点では設計入力地震波として常時微動波を使用することも可能になってくるものと思われる。

計算には HITAC M- 200H×2/M による Multi Processor System を利用した。

参考文献

- 1) 北海道大学理学部：地震予知観測地域 Center Telemeter System案内，1978
- 2) 北海道大学理学部：地震観測センター速報，第1号～第7号，1977.4～1981.3

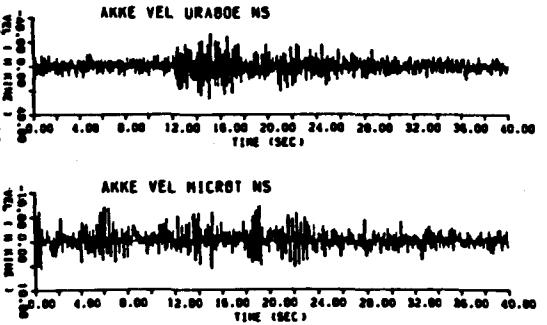


図- 8 自然地震波と常時微動波 (AKK)

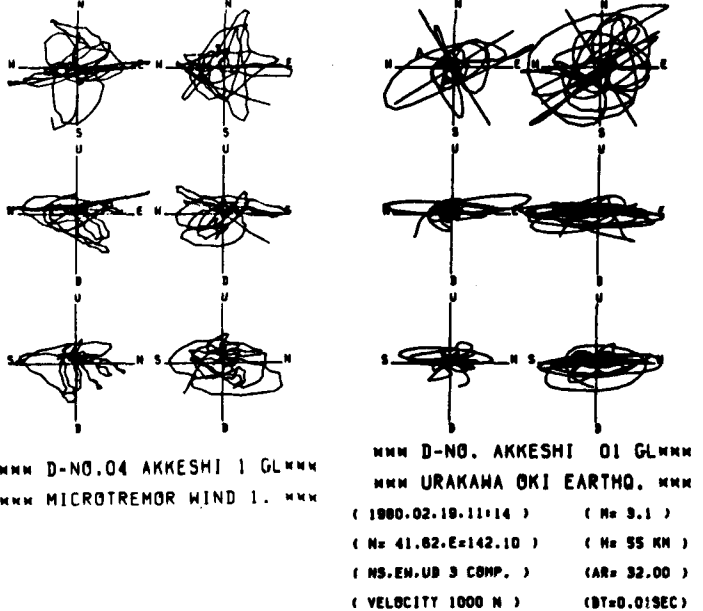


図- 9 Orbits (AKK)

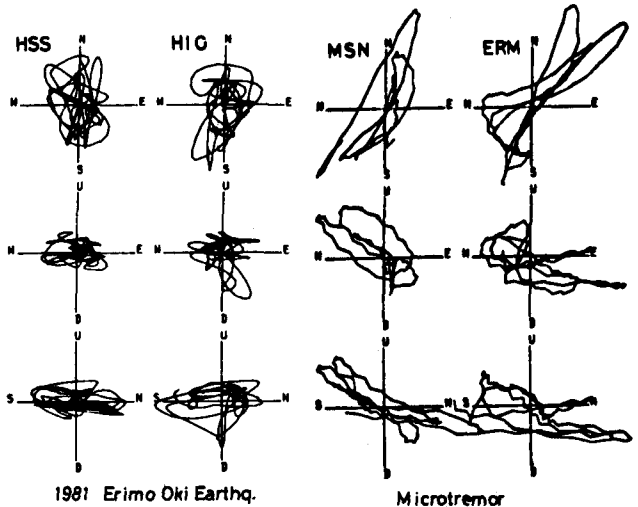


図- 10 Orbits

図- 11 Orbits