



Title	測地資料による北海道東部の上下地殻変動
Author(s)	横山, 泉; YOKOYAMA, Izumi
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 49, 31-43
Issue Date	1987-03-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.49.31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14156
Type	departmental bulletin paper
File Information	49_p31-43.pdf



測地資料による北海道東部の上下地殻変動

横山 泉

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和61年11月25日受理)

Vertical Displacements in the Eastern Part of Hokkaido Revealed by Geodetic Data

By Izumi YOKOYAMA

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received November 25, 1986)

The eastern part of Hokkaido is bounded south by the Pacific where large earthquakes have occurred in the past. In this district the geodetic surveys such as precise levellings and triangulations were first carried out in the beginning of this century and later have been repeated a few times. The surveying periods are divided into three: 1910~1955, 1955~1970 and 1970~1975. In the first 45 years the contours of subsidence are roughly parallel in EW direction, and the maximum subsidence reached about 40 cm at the south, and the pattern of subsidence may be interpreted as a southward tilt of this district as a whole. During the following 15 years (1955~1970), the subsidence area had narrowed towards the southeast. During the last 5 years (1970~75), the deformations were limited in small area at the southeast. In short, a remarkable subsidence in this district seems to have narrowed and retarded.

The maximum subsidence rate as large as 1 cm/year observed in this district is very anomalous in comparison with the average subsidence rate about 0.04 cm/year of the sea-shore in this district during the past 5,000 years. The deformations were scarcely effected by the 1894 and the 1973 earthquakes, both the epicenters being located off this district; they may be not seismogenetic.

The origin of the subsidence in this district is not clear but the following mechanisms are discussed in this paper. Cryoturbation at the earth's surface does not cause any subsidence of the benchmarks for precise levellings in this district. The subsiding area does not always coincide with the area of remarkable change in horizontal displacements. This may mean that the subsidence is not tectonic movements. Then, compaction may be a suspect. Taking an example of compaction observed in the Netherlands into consideration, one may say that the subsidence rate in this district is too large to be caused by compaction only.

The anomalous subsidence in the eastern part of Hokkaido may be tentatively interpreted as a superposition of local compaction on a large scale subsidence of the north-eastern Japan coast facing the Pacific. We should wait the future progress of the deformations in this district before any definite origin will be determined.

I. はじめに

北海道における測地測量(水準測量及び三角測量)は今世紀初頭に始められた。1952年十勝沖地震の後、水準測量は1953~1961年に、三角測量は1964~1967年に、それぞれ改測が行われ、北海道東部において

両者共に変動が認められ、特に上下変動では、約 65 年間に最大約 65 cm 沈降した。この異常沈降と本地域の南方、太平洋底に発生する巨大地震との関係が注目されてきた。本報文では、上下変動のデータ整理に際しての仮定を少なくするため、北海道東部地域だけに限って、系統的に整理する。そして、この異常沈降を説明するために、小規模から大規模にいたるメカニズムを検討する。

測地資料に基づく議論に入る前に、本地域或はその周辺で、地質時代の地殻変動の認められる例を挙げる。

オホーツク海沿岸の海岸湖の鹹度変化

網走湖はオホーツク海岸の海跡湖であり、MINATO and KITAGAWA (1955) によれば、その水質は沖積世初めから次第に稀釈され、海水→高鹹水→中鹹水→低鹹水と変化した。このことは湖岸に残された貝殻層の層位、湖岸の地形から明らかである。一方、1923~1953 年の観測によれば、その鹹度が増してきた。MINATO and KITAGAWA (1955) は、その原因の 1 つとして、この付近の地殻の沈降により、海水が湖内に流入しやすくなったことを挙げている。

すなわち、地質学的時間スケールで隆起している地域の中にも、現在、沈降を示す部分があることがわかる。地殻変動は時間的にも、空間的にも、均一なものではない可能性がある。

厚岸湖付近の沖積面の変動

佐々 (1957) によれば、厚岸町付近一帯は上部白亜紀層を削剝した隆起海成段丘地帯であるが、その軟弱な泥岩部が隆起後の河蝕によって幅広く下刻され、これが沖積世初期に起った沈降により沈水したために溺れ谷となり、更に海蝕によって更に幅を広げ、厚岸湾およびこれに続く厚岸湖を形成した。厚岸湖にはカキ礁が存在する。大島 (1971, 1974) はこのカキ礁の高度分布を調べて次のように論じている。「北海道における縄文海進の水準は自然貝殻層の標高などから、3~4 m とされている。カキ礁は海面すれすれのところに形成されると考えられるにもかかわらず、厚岸湖ではそれが 0~2 m に止まっている。従って、厚岸湖周辺は縄文海進 (約 5,000 YBP) 以降、2 m くらい沈降したと考えられる。この沈降が一様に進んだと仮定すれば、0.04 cm/yr の沈降率となる。」この値に較べると、本地域で今世紀に観測された最大 1 cm/yr に達する沈降は異常と考えられる。

II. 1894 年根室沖の地震の際の上下地殻変動

測地測量が始まる直前、1894 (明治 27) 年 3 月 27 日に M7.9 の地震が根室沖で発生した。根室・釧路・厚岸で被害家屋の総数は 28 戸で、死者 1 であった。この地震については、大森 (1895) の詳細な調査報告がある。もし、この大地震に際して数 10 cm の陸地の隆起或は沈降があれば、この報告書に記述がある筈である。海水の変動に関する記述を次に再録する。

「今回の地震に際しては根室、釧路等の東沿岸にては其当夜海水の変動はありたれとも著からずして幸に大津浪にはあらずし即ち激震後 20~30 分を経て一旦海水の退却あり再び上り来り其より引続き数回の干満を為せり而して此小津浪の往復振動期は 20~30 分にして当海岸にては海水高低の差は 4~5 尺に上りたる所多し。」、「真龍村渡船場 (厚岸) にては著き潮の干満 5 回あり動揺は翌朝午前 2 時頃迄続きたりと言ふ。」このような記述であるから、もし、渡船場で数 10 cm に達する陸地の変動があれば、必ず記述された筈と考えられる。なお、大森 (1895) は次のように述べている。「天保 14 年 (1843) 大地震 (釧路沖 M8.4) の震源も今回地震の震源と相近く且つ或は少しく陸地に近かりしか如し、思ふに今後数 10 年を経たる時に於て再び北海道に大地震有るやも知る可からずと雖も其震源は同じく附近の海中にありて新に陸地内に於て大変動を起すか如きことは殆ど無かるべきに似たり。」

筆者は、1894 年地震の際の地殻変動が顕著でなかったことを確めるために、当時、この大地震を実際に

体験した人を探して、その見聞談を聞いた。それは1974年のことで、その人は根室市の伊藤初太郎氏(1883年生れで地震のとき11歳、当時91歳)であった。同氏によると、少くとも根室市和田地域は、この地震の前から沈降が進んでおり、地震に際しても回復しなかった由。なお、この地域で初めて一等水準測量が実施されたのは1910年頃で、同氏はその測量を手伝ったことがある由。花咲の検潮場が設置されたのは、この地震の2年後である。

以上のことから、1894年根室沖の地震に際しては、地震時の上下地殻変動は著しくなかったと結論される。

III. 北海道東部の水平変動

本報文の主題は上下変動であるが、測地測量の一部である三角測量の成果について、先ず簡単にふれる。

北海道地域の一等三角測量は1902~1909年に初めて行われ、改測は1964~1967年に行われた。1972年、G. D. P. 高精度トラバース測量が北海道東部地域をほぼ南北に通じ、また、精密測地網測量一次基準点測量が1982年に行われた。ここでは、一等三角改測結果のうち、仮定を含まない水平角変化をFig. 3に示す。これは水平変動の大きいところの周辺で大きく現われる。上記期間に対応する上下変動はFig. 1(北海道全域)或は

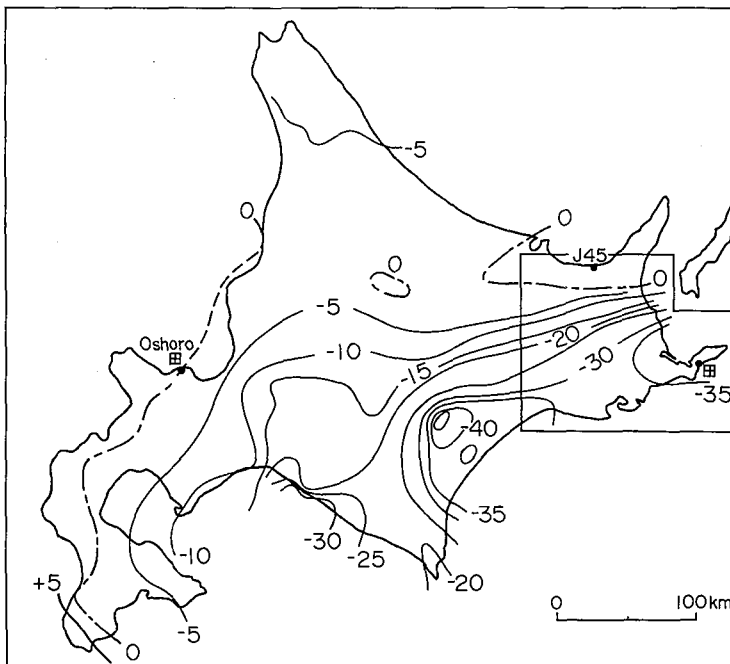


Fig. 1 Hokkaido Island. Framed part is the district under discussion. The contours represent the vertical deformations in cm for the period 1900 to 1955, referred to Oshoro tide gauge station after GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE (G. S. I.) (1970).

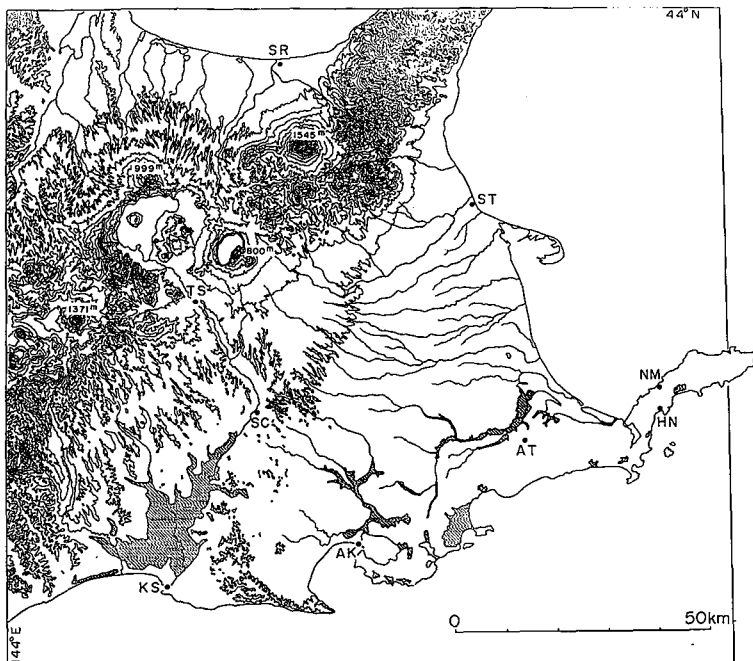


Fig. 2. Eastern part of Hokkaido. Contour intervals are 100 m. SR : Shari (斜里), ST : Shibetsu (標津), NM : Nemuro (根室), HN : Hanasaki (花咲), AT : Attoko (厚床), AK : Akkeshi (厚岸), KS : Kushiro (釧路), SC : Shibecha (標茶), TS : Teshikaga (弟子屈). Hatched areas represent swampy peatlands.

Fig. 6 (東部) に示されるが、上下変動の著しいところは、必ずしも水平変動の大きいところと対応しない。本地域の北西部の水平角変化は、1938年屈斜路湖付近の地震 (M 6.0) によるものであろう。ただし、これに伴う上下変動は検出されていない (Fig. 6)。

一等三角測量 (1907年) と G. D. P. 高精度トラバース測量 (1972年) とによる辺長の伸縮および角度の変化を Fig. 4 に示す。網走附近 (三角点 TS) を境にして、北部は伸び、南部は縮みである。そのうち、三角点 KU (屈斜路越) と NI (仁井田山) との間、29 km が 65 cm 縮んで、その歪は 2.2×10^{-5} であるが、その他の区間では約 $4 \times 10^{-8}/\text{yr}$ であり、それ程異常ではない。後述するように、現在までの沈降は三角点 NI (仁井田山) と OS (老耆舞山) の間で顕著であるが、この間では水平変動は顕著ではない。なお、三角点 KU と NI との間の変動は、1938年屈斜路湖付近に起きた地震によるものと考えられる。

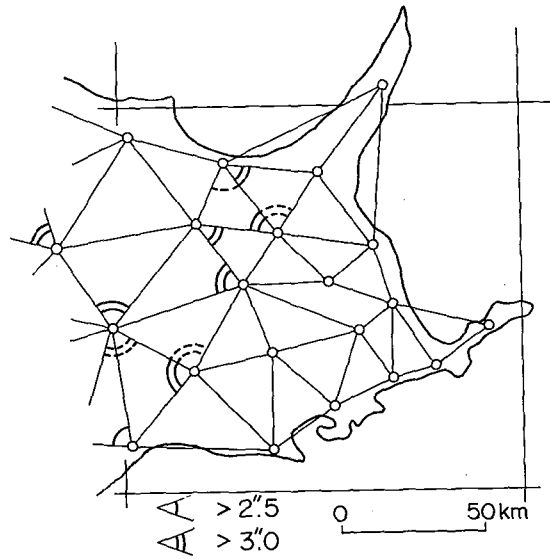


Fig. 3. Changes in horizontal angle of triangulations during the period (1902~1909) to (1964~1967) after G. S. I. (1970). Broken arc lines represent negative changes.

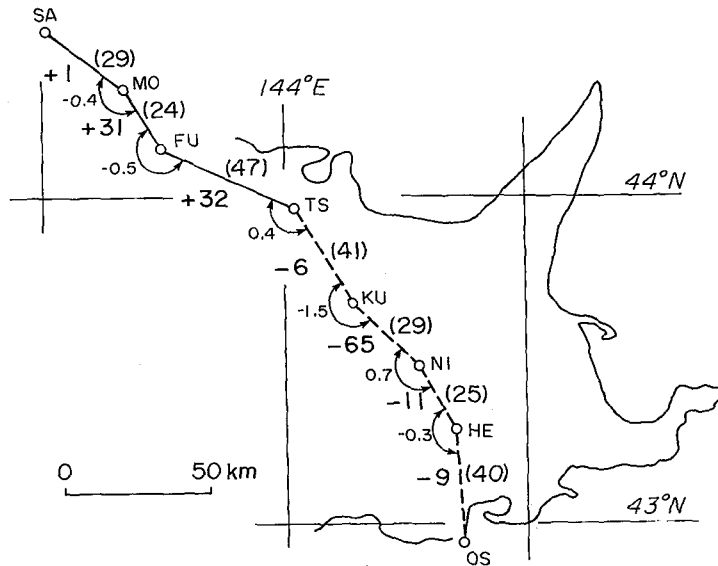


Fig. 4. Changes in length and horizontal angle during the period 1907 (triangulation of 1st order) to 1972 (G. D. P. traverse survey of high precision) after G. S. I. (1973)
 Thick numerals : changes of length in cm,
 Thin numerals beside the arcs : changes of horizontal angles in second of arc,
 Parenthesized numerals : length in km.

IV. 北海道東部の上下変動

ここで議論する水準測量のデータは国土地理院によって得られた1975年までのものである。本地域における水準測量は、1910、1955、1970年に広域的になされ、その後、部分的になされた。水準点の分布をFig. 5に示す。除雪や開発のため、水準点の亡失もあり、また、路線の変更があった。区間によって測量期間を異にすることが多いので、補正に際しては、本地域の近くに基準点を設けた。1910～1955年の北海道全域の上下変動分布（忍路験潮場基準）が国土地理院（1970）によって与えられている（Fig. 1）。これより、J 45（斜里）の変動が小さいので、今後の議論ではこの点を基準とする。本地域の上下変動のパターンが時間的にどう変化するかをみるために、次の3期間について調べる。

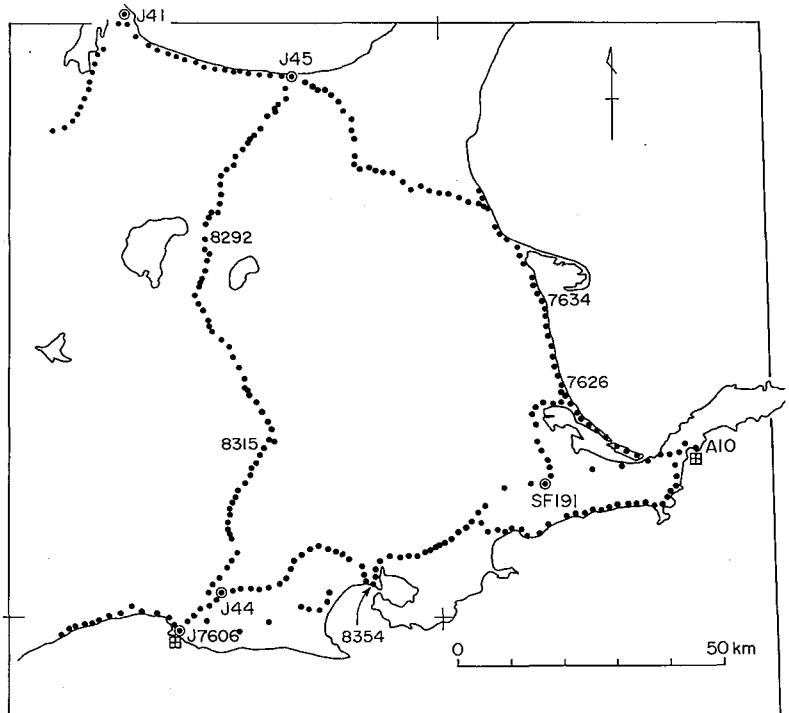


Fig. 5. Routes of precise levellings. BMs. A 10 (Hanasaki), J 7606 (Kushiro) and J 41 (Abashiri) are the bench marks attached to the respective tidegauge stations.

1. 1910～1955年

この期間の本地域の水準測量は次のように実施された。

- (a) J 45（斜里）——尾岱沼——A 10（花咲）：1903～1955、
- (b) J 45（斜里）——弟子屈——J 44（釧路）：1912～1961、
- (c) J 44（釧路）——厚岸——A 10（花咲）：1913～1953。

測量の間隔は、それぞれ52、49、40年であるので次のように補正した。(a)により、A 10はJ 45に対して -383.8 mm、(b)により、J 44はJ 45に対して -381.1 mmと決まるので、(c)のJ 44とA 10との間は、(1913～1953)の変動量に比例するものとして決めた。(a)、(b)の結果はそのまま採用して、1910～1955年の変動分布を求めると、Fig. 6が得られる。この期間に、1938年屈斜路湖付近の地震(M 6.0)が起きているが、その局地的影響は認められない。また、1952年十勝沖地震(M 8.2)が起きているが、釧路における上下変動は、験潮記録から3 cm以下とみなされるので、Fig. 6の上下変動分布には影響ないとみなされる。この分布は、本地域がほぼ東西を軸として南下りに傾動したと解釈されるが、他方、最大沈降帯が太平洋岸より北側にあることを考慮すると、釧路から西別付近にいたる向斜軸（Fig. 14）に沿って沈降が著しいとも見ることができる。

2. 1955~1970年

この期間の本地域の水準測量は次のように実施された。

- (a) J 45 (斜里) — BM 7625 (別海) (A 10 (花咲) とは結んでいない) : 1955~1970,
- (b) BM 8369 (浜中) — J 7606 (釧路) : 1953~1970,
- (c) J 45 (斜里) — J 7606 (釧路) : 1961~1969.

ここで、(a)の南端 BM 7625 (別海) と(b)の東端 BM 8369 (浜中) とは、1970年に新しい路線で結ばれている。(c)の測量間隔は8年であるので2倍して、(a)及び(b)と並べた。結局、1955~1970年の変動分布は Fig. 7 のようになる。図中、別海~浜中、厚岸~釧路の成果がないのは、1970年に路線を改めたためである。また花咲は1953年以後、1972年まで測量されていないが、その験潮結果 (Fig. 10) から見ると、花咲はこの期間に約 15 cm 沈降している。この期間中、本地域へ影響を及ぼすような地震としては、1959年弟子屈付近地震 (M 6.2) があるが、その影響は認められない。Fig. 6 と比較すると、この15年間に、沈降地域が南東に向けて狭められたことがわかる。

3. 1970~1975年

この期間の本地域の水準測量は次のように実施された。

- (a) J 45 (斜里) — BM 8292 (弟子屈) : 1969~1976
- (b) BM 8292 (弟子屈) — J 7606 (釧路) : 1969~1975
- (c) J 7606 (釧路) — SF 191 (厚床) : 1970~1975
- (d) SF 191 (厚床) — BM 7634 (尾岱沼) : 1970~1974
- (e) BM 7634 (尾岱沼) — J 45 (斜里) : 1970~1976
- (f) SF 191 (厚床) — A 10 (花咲) : 1972~1973~1974

測量の間隔は均一でなく、

(a), (b), (e) は 6~7年であるが、すべてその間の変動が著しく大きくないので、測定値をそのまま採用した。(d) は間隔が4年であるが、両端の値を用いて、その間では4年間の変動量に比例して決めた。(f) の間隔は2年であるので、(a), (b), (c) により求められた SF 191 の (1970~1975年) の J 45 に対する変位 -90.9 mm を採用した。また、花咲験潮場の変位は、J 45 の変位と網走験潮場の変位とが近似的に等しいと仮定すると、年平均潮位差は次のようになる。

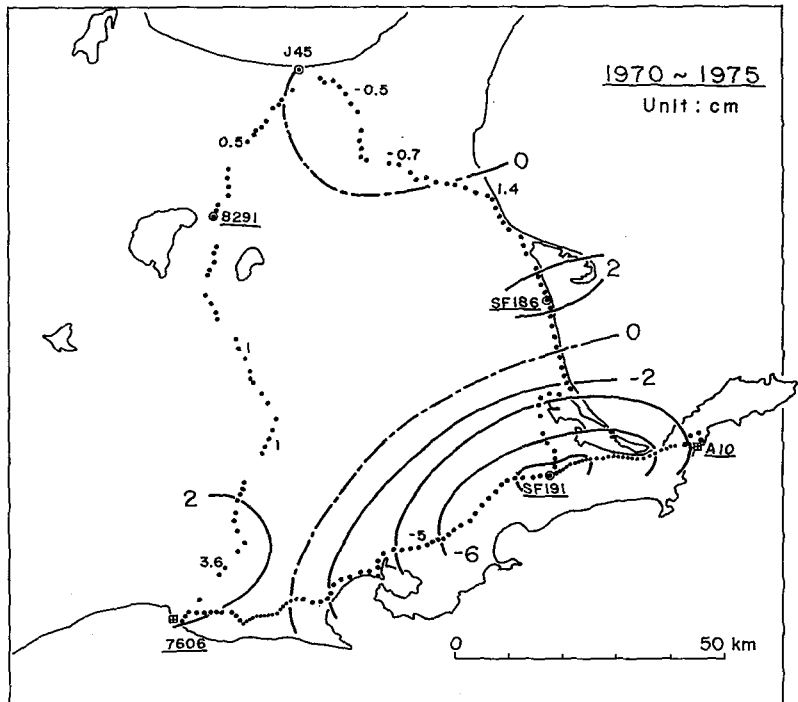


Fig. 8. Vertical deformations in cm for the period 1970 to 1975.
Data published by G. S. I.

1970年 花咲 2.233 m 網走 1.441 m 差 0.792 m

1975年 花咲 2.301 m 網走 1.425 m 差 0.876 m

差引き、花咲は網走に対して 8.4 cm 沈下したことになる。SF 191 と花咲験潮場とを上記のように決めて、その間は、(1972~1974年)の変動量に比例して決めた。このようにして求めた(1970~1975年)の上下変動の分布を Fig. 8 に示す。前期間に較べて短期間であるが、僅かながら(約-7 cm) SF 191 (厚床) 付近を中心として、沈降が局地化している。沈降地域の南限がはっきりしないのは、水準路線が太平洋岸の路線から内陸の新路線へ移ったためでもある。

4. 最近 65 年間の変動

本地域の 3ヶの水準点 BMs. 8315, 8354, 7626 (Fig. 5) について、65年間の変動を Fig. 9 に示す。本地域の西部の BM 8315 は最近の 20年間に沈降が鈍化して止まっている。BMs. 8354, 7626 は 1955~1970年に沈降がやや加速されたが、最近の 5年間は鈍化している。Fig. 9 の破線は花咲験潮場の沈降 (Fig. 10) の平均勾配を示すが、ほぼ同じ傾向である。本地域の 65年間の沈降は蓄積しているが、Figs. 6, 7, 8 の分布図によれば、沈降域は南東部へ狭まれ局地化している。ただし、最後の期間はわずか 5年であるので、より緩慢な傾向を見るには、今後の測量結果を待たねばならない。

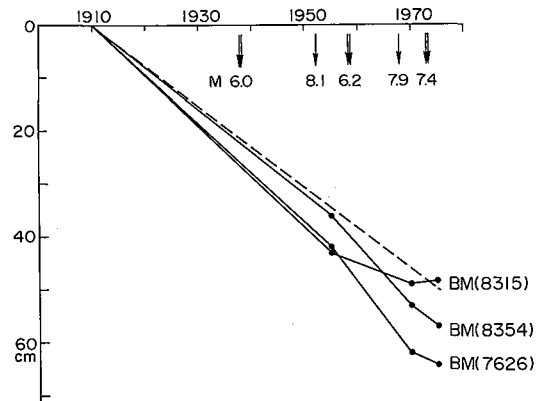


Fig. 9. Secular changes in height of BMs. 8354, 7626 and 8315 during the period 1910 to 1975, referred to BM. J 45. Double arrows denote the earthquakes suspected to be effective for this district. A broken line shows the subsidence of Hanasaki tidegauge station.

5. 花咲における潮位変動

花咲験潮場の潮位変動から、阿部・横山 (1974)

は花咲の沈降を Fig. 10 のように求めている。図中の値はすべて欠測の少ない年を示してある。海況の変化があるので、1ヶ所の験潮場の潮位記録から地殻の上下変動を検出するのは難しく、その誤差は±5 cm であろう。Fig. 10 において、1900年頃の潮位が、どの程度上下変動と関連しているかは明らかでない。1910年以降の平均沈降速度は 50 cm/60 yr である。1970~1975年の沈降量は、水準測量成果 (Fig. 8) からは約 3 cm/5 yr と見積られる。

花咲・浦河・網走の 3 験潮場の月平均潮位差の変化は Fig. 11 のように与えられている (国土地理院測地部, 1976)。これによれば、1973年根室半島沖地震 (M 7.4) に際しては、花咲と網走とは同じ様にふるまっ

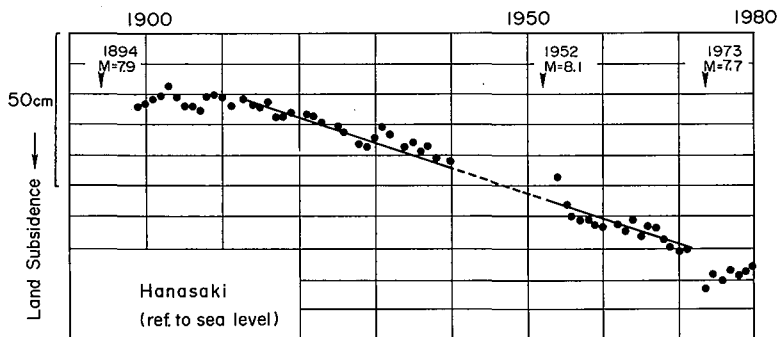


Fig. 10. Secular subsidence of Hanasaki tidegauge station (ABE and YOKOYAMA, 1984).

ていて、これは海況によるものであり、地震に伴う地殻変動は驗潮の誤差内であると言える。

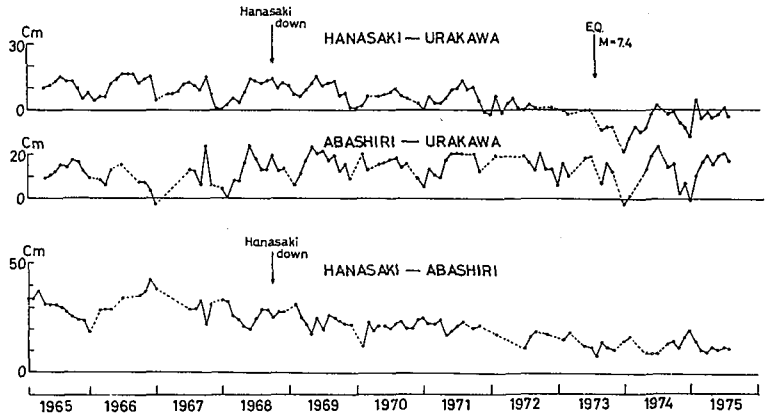


Fig. 11. Changes of difference of monthly mean sea levels among Hanasaki, Abashiri and Urakawa. (G. S. I., 1976)

V. 北海道東部の異常沈降に対する解釈

今世紀初頭以来の水準測量の結果によれば、北海道東部は最大ほぼ 1 cm/yr の率で沈降した。しかし、そのパターンは同じでなく、時間と共に、本地域の南東部に局地化してきた。このことは、本地域の地殻変動がテクトニックでないことを示す。既に I. はじめにで論じたように、この著しい沈降が地質時代から続いていたとは考えられない。II. 1894 年の地震および IV. 上下変動で述べたように、本地域の南方、太平洋海域で数回の大地震が発生しているが、それらに伴う変動は小さく、誤差以内である。すなわち、異常沈降は地震起源とは考えられない。III. 水平変動の結論によれば、水平変動の著しい地点は必ずしも異常沈降地域とは合致しない。すなわち、異常沈降はテクトニックなものとは考えられない。ここでは、異常沈降の原因として、小規模なものから大規模なものへと順に考察する。

1. 土壤凍結および凍結融解交代の影響

水準点の変動に関係しているかも知れないと考えられる地表面近い要素で、北海道に特徴的である土壤凍結と凍結融解交代について考える。北海道東部では根雪の時期も遅く、また、積雪量も比較的少ないので土壤凍結も著しい。東 (1954) による北海道の平年最深凍結深度の分布を Fig. 12 に示す。ただしこの分布は除雪を行わない普通地についてのものであって、除雪の行われる道路などではより深くなるものと考えられる。鈴木 (1966) による北海道の凍結融解交代日数の年総計値の分布を Fig. 13 に示す。北海道東部では日本での最大値 150 日である。

北海道東部において寒冷期に地表面土壤が凍結融解を繰り返すことによって、地表面近くの土石が攪乱され (cryoturbation)、ひいては水準点の沈下をひき起こすことも考えられる。一般に、水準

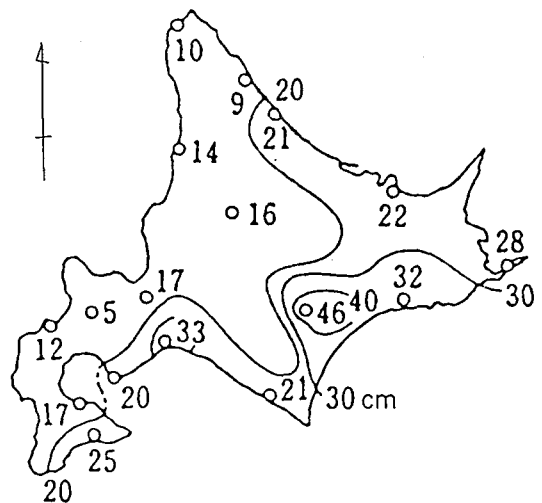


Fig. 12. Distribution of annual maximum freezing depths in Hokkaido. Unit is cm. (HIGASHI, 1954)

標石の埋設に際しては、地表から約1 m掘り下げ、底に礫を約0.2 m厚さに敷いて、その上方に標石をセメントで固定する(大前ほか, 1935)。以上のことから、北海道東部では、水準標石に対する cryoturbation の作用は少ないと考えられる。

2. 本地域の地質構造の特異性

本地域の地質略図を Fig. 14 に示す。知床半島から南西に向って新生代火山岩が露出して、南岸は根室半島まで白亜紀層が分布している。Fig. 14 には、第四紀地殻変動研究グループ(1969)による向斜軸および背斜軸をも示してある。釧路平原を北東-南西に横切る沈降軸に沿って、釧路層群が厚く堆積している。根室半島は、その基部も含めて、中央部がふくれ上った形をしている。本地域の南半分の大部には第四紀堆積物および第四

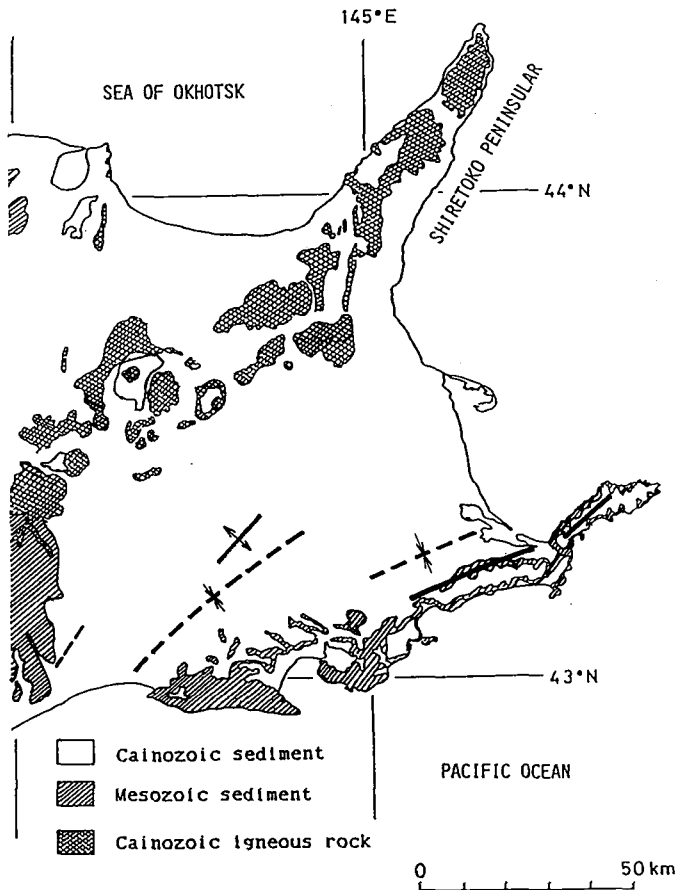


Fig. 14. Geological sketch map of the eastern part of Hokkaido. Solid lines and broken lines represent anticlines and synclines, respectively, after Science and Technology Agency, 1973.

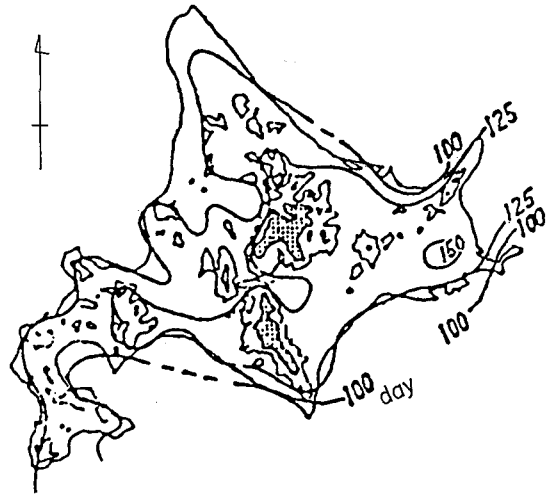


Fig. 13. Distribution of annual freeze-thaw days in Hokkaido (SUZUKI, 1966).

紀後期火山噴出物が厚く堆積している。また、重力のブーゲー異常は、いわゆる標津・鶴居線から南へ向って増大して、根室半島基部で最大値に達している。しかし、根釧原野では約50 mgalの負の残差異常がある。森(1965)はこの重力異常を解析して、低密度堆積層の厚さを最深箇所です約1.5 kmと評価している。異常沈降の原因として、これらの堆積物の圧密が考えられる。しかし、Fig. 14に見られるように、花咲(A 10)は白亜紀層上に位置しているにもかかわらず、同様に沈降している。すなわち、圧密だけでは全部を説明しきれない。

3. オランダにおける圧密沈下の例

テクトニックな上下変動を求めるためには、地表層、特に泥炭や粘土の圧密による変動や、ダムや水路の建設による局地的変動を除去しなければならない。圧密の影響が著しいであろうと想像される

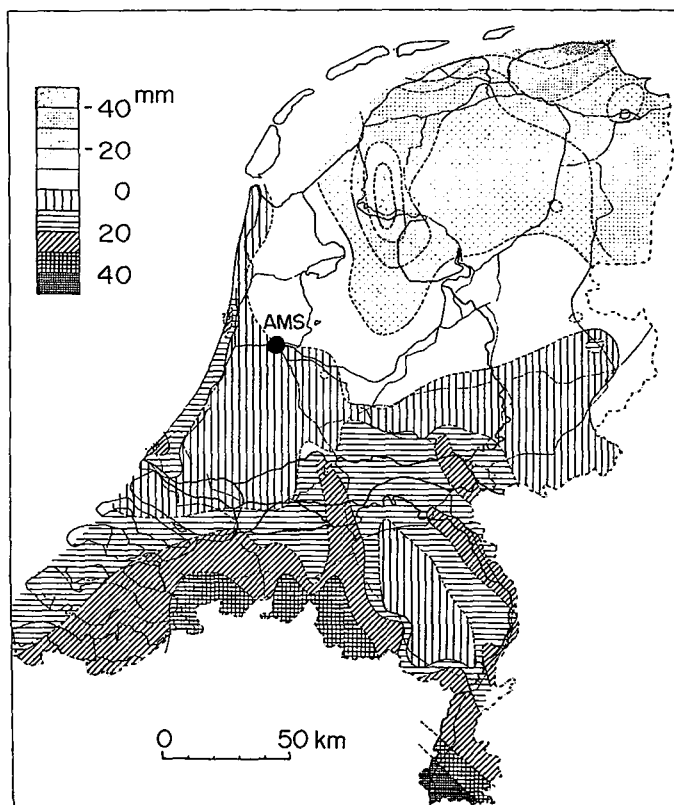


Fig. 15. Contours of relative rise and sinking in the Netherlands referred to Amsterdam (AMS), based on the levellings of (1875~1887) and (1926~1940), after EDELMAN (1954).

オランダの例として、EDELMAN (1954) による (1875-1887) ~ (1926-1940) の約 50 年間の変動を Fig. 15 に示す。この図は水準測量の再測によって得られたものであり、測量路線は海岸線以外の実線でほぼ表わされているが、間隔が広く、等変動線の精度の悪いところもある。EDELMAN (1954) も指摘しているように、この図では、テクトニックな変動を求めるために、ごく局地的な変動は除去されている (その判断の根拠は示されていない)。この図で言えることは、南北約 300 km の距離で相対的に 8 cm に達する北下りの傾動である。やや北部に中心をもつ 4 cm 以上の相対的沈降は局地的であり、圧密によるものとされている。北海道東部の異常沈降の率は、オランダの圧密の例の約 10 倍である。北海道東部では、今世紀初頭から土地改良、水路建設が行われてきたが、それらの開発状況は沈降パターンの変化と系統的関係

がない。本地域の異常沈降の原因の 1 つとして圧密作用が考えられるが、圧密だけでは説明しきれない。

4. 本地域の上下変動と重力変化

一般に、重力変化を調べることにより、地下の物質移動や状態変化についての情報が得られる。1970 年代になり、地殻変動および地震と関連した重力変化に関する研究が進み、複数の LaCoste & Romberg 重力計を用いて往復測定をすれば、 $\pm 10 \mu\text{gal}$ (高度差約 3 cm に相当する) の精度で重力変化を検出することも可能であると結論されている。

本地域の水準点において、国土地理院は 1952 年以来重力測定を繰り返している。大川ほか (1974) は、1973 年 6 月の根室半島沖地震の後、7 月および 9 月に精密重力測定を繰り返し、1962 年の国土地理院の測定結果と比較して、その間の変化を吟味している。しかし、これらの 3 測定はいずれも 1 台の重力計によるものであって、その精度は必ずしも充分ではなかった。その後、複数の重力計による精密測定が、1974 年に井筒屋ほか (1976) により、1975 年に大川ほか (1976) により実施された。これらの測定は精度の高いものであるが、1974~1975 年間の重力変化は $\pm 20 \mu\text{gal}$ 以下で測定誤差内であった。

一般に、高度変化に対する重力変化勾配を知ることによって、それらに関連した地殻変動が、クラックによるものか、物質 (水或は岩石) の出入によるものか、を議論できる。今後とも、本地域で水準測量と並行して精密重力測定を繰り返すことにより、異常地殻変動の機構解明の手掛りが得られる可能性がある。

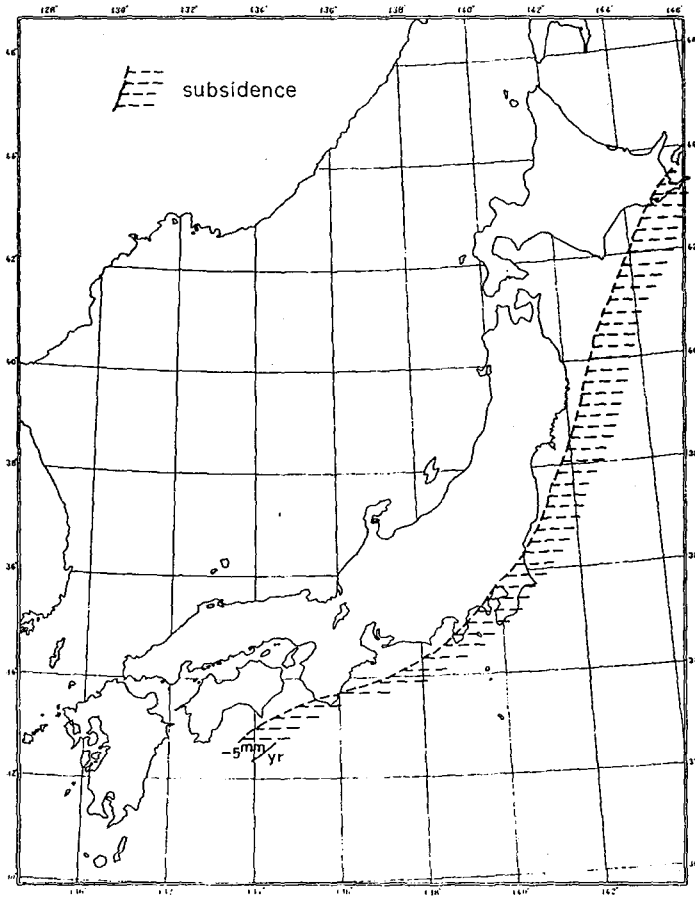


Fig. 16. Annual rate of vertical displacement at the coast of Japan during the first half of the 20th century after FUJITA (1969).

5. 平均潮位の永年変化

FUJITA (1969) は年平均潮位の永年変化から日本沿岸における 1900 年以来的の上下変動を求めている。1900-1950 の変動の年変化率を Fig. 16 に示す。また、1955-1965 の 10 年間においても、東北日本の太平洋岸は依然として 5 mm/yr の速度で沈降している。これらのことから FUJITA (1969) は、1000 km 程度の広がりをもつ地塊運動の存在を指摘している。このことから、北海道東部の異常沈降はこの地域だけの孤立したものではなく、より広範囲な地塊運動に圧密のような地域的作用が重畳したものと考えられる。

VI. おわりに

北海道東部地域の沈降は異常であり、過去 65 年間に、そのパターンは本地域の南東部に局地化してきた。この異常の進行にやや変調が見られるが、大局的には今後も継続するのか、止まるのかは、将来の測量成果を待たなければならない。異常沈降の原因として、本報文では、一応の結論として、東北日本太平洋岸に見られる広域の沈降地塊運動に、地域的な圧密効果が重畳したものと考えられる。

謝辞 水準測量成果の原簿のコピーを御送付戴いた国土地理院測地部に感謝します。また、第四紀地殻変動について種々御教示戴いた藤木忠美氏に謝意を表します。図版の作製には鴨川凌子氏を煩わした。感謝します。

文 献

- 阿部勝征・横山 泉, 1974. 根室沖に期待される地震. 1973年6月17日根室半島沖地震調査報告, Part II, 210-214.
- 第四紀地殻変動研究グループ, 1969. 第四紀地殻変動図. 国立防災科学技術センター.
- EDELMAN, T., 1954. Tectonic movements as resulting from the comparison of two precision levellings. *Voordruk Uit Geologie en Mijnbouw NW. Serie, 16a* Jaargang, 1-4.
- FUJITA, N., 1969. Recent vertical displacement in coast of Japan estimated from the annual mean sea level. *Bull. Geogr. Sur. Inst.*, 14, 17-28.
- 東 晃, 1954. 北海道の土壤凍結. 農業物理研究, 第3輯, 145-157.
- 井筒屋貞勝ほか12名, 1976. 北海道東部における重力変化. 「地殻変動および地震に関連する重力変化についての基礎的研究」報告, 95-104.
- 国土地理院地殻活動調査室, 1970. 北海道地方の地殻上下変動. 地震予知連絡会報, 4, 1-2.
- 国土地理院測地部, 1973. 北海道東部および関東北陸地方のG. D. P.高精度トラバース測量. 地震予知連絡会報, 9, 127-129.
- 国土地理院測地部, 1976. 北海道東部の上下変動. 地震予知連絡会報, 15, 11-14.
- 森 俊雄, 1965. 根釧原野における重力異常. 北海道大学地球物理学研究報告, 14, 59-71.
- 大川史郎・山下 済・横山 泉, 1974. 北海道東部地方における根室半島沖地震後の重力および地磁気の再測. 1973年6月17日根室半島沖地震調査報告, 67-71.
- 大川史郎・横山 泉・里村幹夫・中川一郎, 1976. 北海道東部における重力変化(続報). 測地学会誌, 22, 178-187.
- 大前憲三郎・熱海景良・鈴木猶吉・園部 節, 1935. 陸地測量学, 岩波書店, pp. 1-813.
- 大森房吉, 1895. 明治27年3月22日北海道地震概報告. 震災予防調査会報告, 第3号, 27-35.
- 大島和雄, 1971. カキ礁の古生態的考察について. 調査研究報告会, 講演要旨録, 地質調査所北海道支所, 第22号, 29-36.
- 大島和雄, 1974. 釧路平原の沖積世地盤変動について. 1973年6月17日根室半島沖地震調査報告, 1-9.
- 佐々保雄, 1957. 北海道厚岸湖カキ礁における一観察. 北海道地質要報, 35, 22-23.
- 鈴木秀夫, 1966. 日本における凍結融解交代日数の分布(短報). 地理学評論, 39, 267-270.