

報 文

551.24 : 551.782 (524)

北海道における後期中新世から鮮新世にみられる構造運動*

藤 井 敬 三** 曾我部 正 敏**

Tectonic movement occurred in Hokkaido during the late Miocene and Pliocene time

Keizo FUJII and Masatoshi SOGABE

Abstract

The geologic structure of Hokkaido is divided into five tectonic belts from east to west; Kushiro-Shiretoko subsidence belt, Esashi-Hidaka uplift belt, Teshio-Ishikari subsidence disturbance belt, Kabato subsidence disturbance belt and Donan uplift belt by the authors.

During the late Miocene and Pliocene time, the crust of the Kushiro-Shiretoko subsidence belt, which constitutes now the southwestern extension of the Kurile island arc, was being drifted toward south to southwest and collided against the crust of both the Esashi-Hidaka and Teshio-Ishikari belts composing the Central Hokkaido.

The collision resulted in a compressional stress field in the Esashi-Hidaka uplift and Teshio-Ishikari subsidence belts where a westerly pressure dominated.

On the other hand, the crust of southwestern Hokkaido, which belongs to the northern extension of the Honshu arc and is composed of the Kabato subsidence belt and Donan uplift belt, exerts compressional force toward east. The junction between the Honshu arc and Central Hokkaido extends from Rumoi to southwest off Urakawa, from north to south. This junction area represents the most active zone of shallow earthquakes southwest off Urakawa and an area of compression.

Both sides of the junction area show many remarkable geophysical differences in after-shock areas, crustal structure and so on.

1. ま え が き

北海道の地質構造は、本州弧と千島弧との会合点として多くの人々の興味を集めてきた。従来、北海道の第三紀の地質構造といえば、日高造山運動とグリーンタフの活動とがその特色として取り上げられてきた。そして、特に日高造山運動に関しては、中生代中期に発生した地向斜海に始まり、この地向斜海が造山帯に転化するにつれて、その前面に起きた上昇、褶曲、侵食、堆積盆の形成などの諸現象が、日高造山運動としてとらえられてきた (MINATO and others, 1956; 木崎, 1959; 札幌支部, 1960; 木下, 1963)。

近年、日高造山運動をプレートテクトニクスによって

説明する試みがなされ (MATSUDA and UYEDA, 1971; 堀越, 1972; 田, 1972; 瀬川ほか, 1976), 日高山地は、衝突型のプレートによって生じた山地と解釈されるようになってきた。

しかし、これらの説明は、中生代から古第三紀にかけてのテクトニクスを説明したに止まり、現在観察しうる種々の地質現象との関連についてはふれられていない。また、現在の地殻の動きに密接な関係をもつ浅発地震の発震機構、重力異常などについて十分な解答を与えていたとはいえない。

そこで、ここでは、自然地震、重力異常、人工地震などの地球物理学的データを考慮して、地質学的見地からみた地質構造区分とそれらの相互関係を明らかにしたい。

* 昭和51年度地震学会秋季大会にてその一部を講演

** 燃料部

2. 地質構造区分

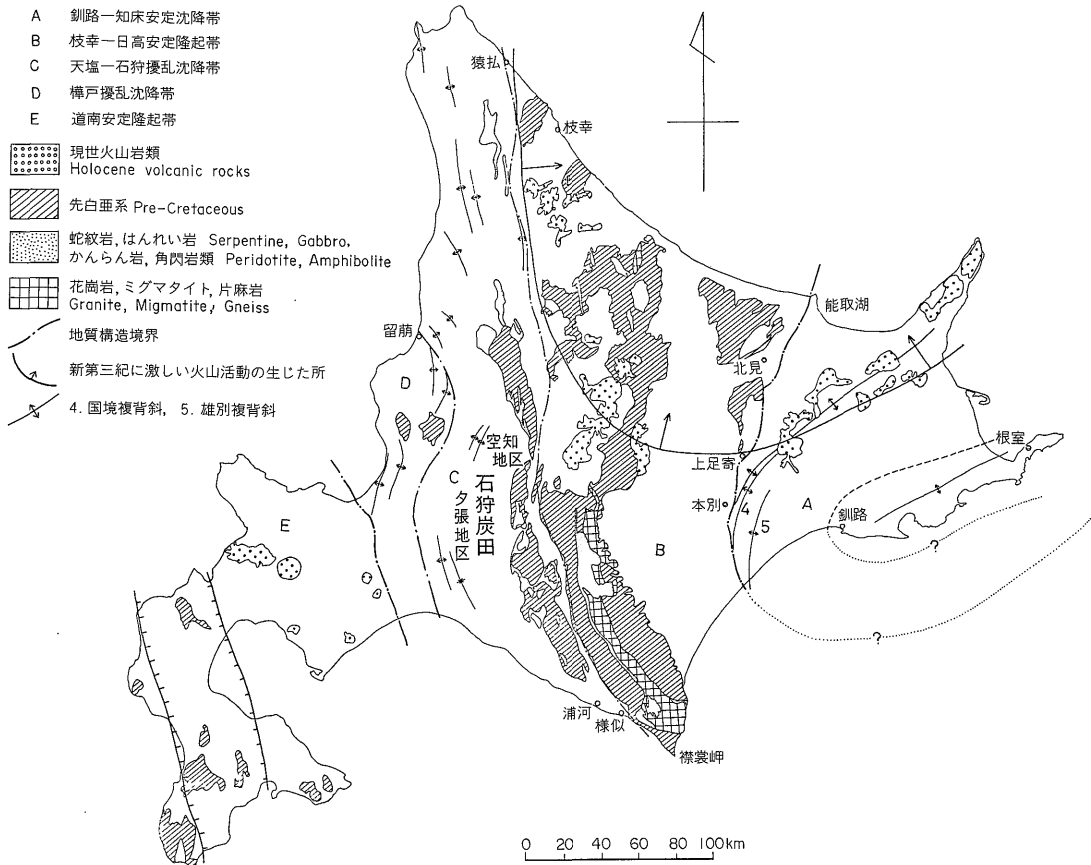
北海道は、本州、樺太、千島などの間に位置し、その基本的構造は、本州弧、日高造山帯および千島弧をつくる3大構造要素が縫合された形をとっている。橋本(1958)は、このことに注目して、北海道地質構造図を表わした際に、北海道を西部、中軸部、東部に3区分した。しかし、その後の日高造山運動に関する研究、石狩低地帯の研究(吾妻, 1962; 松下ほか, 1972)、地質調査所および北海道地下資源調査所による地質図幅調査研究の成果などを考慮して、筆者らは北海道の地質構造を、東から西へ向かって、釧路—知床安定沈降帯、枝幸—日高安定隆起帯、天塩—石狩擾乱沈降帯、樺戸擾乱沈降帯、道南安定隆起帯の5構造に区分した(第1図参照)。

大構造要素との関係からいえば、釧路—知床安定沈降帯は千島弧に属し、枝幸—日高安定隆起帯および天塩—石狩擾乱沈降帯は日高造山帯、樺戸擾乱沈降帯および道南安定隆起帯は本州弧に属する。

つぎに各構造区の概略を東から説明することにする。

釧路—知床安定沈降帯は、西側の枝幸—日高安定隆起帯とは、能取湖と十勝川河口を結ぶ線によって境される。この沈降帯は、釧路—根室を結ぶ東北東—西南西方向の軸をもつ複背斜構造からなる。西側の隆起帯とは、断層で接しており、この断層に近づくにつれ、東傾斜の逆断層、西急東緩の背斜が多くなり、特に、上足寄から浦幌にかけては著しい。地層は、塩基性火山岩類を伴う海成の最上部白亜系を基盤として、おもに海成の古第三系、新第三系からなる。これら第三系(漸新統—中新統)の堆積は、概して一様な沈降運動のもとで行われ、鮮新世初期から著しい隆起運動が始まり、西側の隆起帯に対し、激しく押し上げながら、衝突をしてみたものと思われる。

枝幸—日高安定隆起帯は、西側の天塩—石狩擾乱沈降帯とは、猿払と様似とを結ぶ線によって境される。この隆起帯は、二疊紀から下部白亜紀にわたる厚い地向斜性堆積物からなる日高累層群が南北方向に広く分布するの



第1図 地質構造区分図

が特徴である。地質構造は、北東部では北東ないし北々東の構造方向を示すが、中央部の十勝平野にむかって南下するにしたがい南北方向を示すようになり、さらに十勝平野から日高山脈にかけては、南北方向から北々西方向を示し、南縁部の襟裳岬付近では、北西方向となる。一方、北西部から中央部にかけては、ほぼ南北方向を示している。

新生代被覆層は、日高累層群および火成岩類を基盤として、ごく局所的に分布する内湾性の漸新統およびやや広域に分布する陸成ないし浅海性の新第三系からなる。この隆起帯の北部では、新第三紀に火成活動が比較的著しかった。

新生代を通じて、この地帯は全体として隆起を続け、比較的単純な褶曲と地塊運動を伴う局地的な沈降が認められるのにすぎない。

しかし、中新世後期ないし鮮新世初期頃から、東側の釧路—知床安定沈降帯が、東北東方向からこの隆起帯を押し上げるようなかたちで衝突したため、この隆起帯前面の十勝平野に下方挫屈の形で沈降盆が発生し、日高山脈を中心として西側に凸の弓形湾曲と、西へ押し上げる多数の衝上断層を伴う大規模な隆起が起きた。

天塩—石狩擾乱沈降帯は、西側の樺戸擾乱沈降帯とは、留萌から苫小牧東方にぬける線によって境される。

この沈降帯は、直線状に長く続く西急東緩の背斜、東傾斜の逆断層などで特徴づけられる。地質構造は、北部では北々西ないし南北方向の褶曲・逆断層からなるが、南下するにしたがって、北西ないし北々西方向に向きを変える。中央部からやや南部の石狩炭田に近づくと次第に東にふれて、南北から北々東方向の逆断層、横臥褶曲が著しく発達し、さらに南下するにしたがって再び北西方向に向きが変わる。このように、全体として、この沈降帯の分布および褶曲・断層の方位は、石狩炭田付近を中心として、西へ凸の弓形をなす逆S字状構造を示す。

地層は、蝦夷層群・函渚層群などの白亜系を基盤として、汽水ないし海成の始新統・漸新統と厚い海成砕屑岩からなる新第三系で構成されている。

この地帯は、鮮新世初期頃に始まる西方への移動によって圧縮をうけ、著しい褶曲帯となった。特に、日高山脈の西方への衝上運動のため、石狩炭田付近は大きな圧縮力をうけ、西方への凸な弓形の湾曲と同時に、過褶曲、低角度の逆断層、小規模なナップなどが発達した。

樺戸擾乱沈降帯は、道南安定隆起帯とは石狩平野の南西縁で境される。この沈降帯の地質構造は、連続性にとむ褶曲、逆断層で特徴づけられ、それらの全体的な配列は逆S字状を呈する。しかし、東側の沈降帯と異なり、

背斜は西緩東急型で、逆断層は西傾斜を示す。

地層は、いわゆる古生層を基盤として、漸新統初期の陸成層と比較的多量の火山物質を伴う新第三系の海成砕屑岩からなる。

この沈降帯は、鮮新世初期頃に始まる西側の道南安定隆起帯の西方からの圧縮をうけて天塩—石狩擾乱沈降帯と接している。このため、樺戸擾乱沈降帯と天塩—石狩擾乱沈降帯は、中軸部(橋本, 1958)とか非グリーンタフ中央区(藤江ほか, 1957)として同一の地質構造区に属すると考えられてきた。

道南安定隆起帯は、東北日本の延長であると考えられ、地質構造は北々西ないし南北の方位を示し、他地帯に比べ褶曲、断層などの発達が劣る。

地層は、中生界や古第三系を欠如し、古生層やこれを貫ぬく深成岩を火山岩類にとむ海成層からなる新第三系が直接覆っている。

この隆起帯は、鮮新世初期頃から西ないし西北西から押される圧縮の場におかれ、東側の沈降帯に多大の影響を与えている。

3. 各構造帯における地質構造発達史

3.1 釧路—知床安定沈降帯

この沈降帯は、ほかの構造帯に比べ、著しく異なった地質構造を示し、かつ衝突型プレートの前面に相当する場所なので、地質構造について詳述しておきたい。

本帯は、地質構造からみると、千島弧の南西縁部に属し、釧路—根室を軸とした東北東方向の背斜を中心として、その北方の根釧原野から釧路平野部にかけての地域に向斜があり、さらにその北方に、浦幌から雌阿寒岳を通り知床半島にぬける複背斜帯がある。雌阿寒岳から南西におけるこの複背斜帯の西翼は、東方から西方へ押し上げる逆断層がよく発達し、それに伴う褶曲は西方が急傾斜し、東方が緩傾斜する非対称形をなす。

全体として、この複背斜構造は、知床半島から雌阿寒岳付近まではほぼ直線状をなすが、南下するにしたがって、方向を南北に転じ、弧状形態をとる。一方、北方では上足寄から斜里付近にいたる向斜構造が認められる。

本帯は枝幸—日高安定隆起帯に比べて白亜紀に大きく沈降し、上部白亜紀のヘトナイ世に属する海成層が2,000m以上も堆積し、つづいて淡水ないし汽水成の古第三系が平行不整合に堆積した。しかし、その岩相・層厚は全域にわたり水平的にほとんど変化が認められないことから、全域にわたりほぼ一様な昇降運動のみが行われたと推定され、著しい断層・褶曲運動は認められない。

第 1 表 層 序 対 比 表

		道南安定隆起帯	樺戸擾乱沈降帯	天塩 — 石狩 擾乱沈降帯			枝幸—日高安定隆起帯		釧路—知床安定沈降帯	
				最北部	北部	中～南部	中央部～北部	南部	外帯	内帯
		(北海道鉱業振興会, 1968 : 市川ほか, 1970)			(齊藤ほか, 1967 : 吾妻, 1962)	(酒匂ほか, 1961)	(三谷, 1964 : 松井ほか, 1974)	(水野ほか, 1960)	(市川ほか, 1970)	
新 第 三 系	鮮 新 統	瀬棚層	材木沢層 正利冠層	更別層 勇知層	茂築別層	滝川層	志美 宇丹層	池田層 足寄層 本別層	阿寒層群	幾品層
		中	黒松内層	当別層	声間層	遠別層	追分層	タカラウシナイ層	大樹層 豊似川層	白糠累層
	八雲層		望来層 盤の沢層	稚内層	稚内層	岩見沢層	尾田村層		厚内層群	
	新 統	訓 縫 層	スベツ層	増幌層	古丹別層	川端層	オフマン タルマナイ層	ヌピナイ層	布伏内層	忠類層群
			ボンスベツ層	鬼志別層	築別層	滝の上層		中ノ川層 目方川層		
		吉岡層		三毛別層 羽幌層	朝日夾炭層					
		福山層		宗谷夾炭層						
	古 第 三 系	漸 新 統					幌内層		音別層群	
		始 新 統		樺戸 夾炭層			石 狩 層 群	陸別層	浦幌層群	
			白 亜 系			函 根 層 群	濁 夷 層 群	日 高 泉 層 群		根室層群
先 白 亜 系	上磯中生層 松前層群	隈根尻 層群					日高累層群			

ついで、新第三紀に入り、海成の中新統、厚内層群堆積後、鮮新統の阿寒層群堆積前に激しい構造運動が始まり、阿寒層群堆積後、第四紀更新世の釧路層群堆積前に頂点に達し、隆起運動とともに、雄別、国境複背斜など東から西への衝上断層が発達した (三谷ほか, 1959; 水野ほか, 1963)。

3.2 枝幸一日高安定隆起帯

古第三紀および中新世には、最南部の日高衝上地域を除くと、日高層群を基盤とする比較的単純な褶曲・地塊運動に伴う局地的な沈降・隆起が認められるにすぎず、他地帯にみられるような大規模な海進は認められない (藤江ほか, 1957; 山岸, 1976)。

鮮新世における構造運動は、十勝地域でもっとも顕著である。釧路一知床安定沈降帯の衝上性の断層運動を伴う雄別、国境複背斜などの隆起運動によって、その西側前面に構造性沈降地帯が生じた。この沈降地帯が内湾的な海域となり、粗粒岩相が発達した。この海域は徐々に浅化し、海退にむかい、厚い陸成層が堆積した。ひきつづく東部地域の上昇運動により、この鮮新世の海域は西方に海退しつつ縮少し、汽水・淡水化をたどり、十勝地域は全域にわたり陸化した。また、十勝地域の周辺地域では石英安山岩質の火成活動が盛んで、溶結凝灰岩が堆積した。その後、局地的沈降型堆積盆が発生し、亜炭層が堆積している (三谷, 1964)。

本地帯の南部は、日高帯とよばれ、全般的に著しい擾乱をうけている。この造構運動は、日高造山運動を中心として生成、発展の過程をたどったのであるが、ジュラ紀末から始まり、白亜紀末には変成作用や火成作用もほとんど終了した。その後、日高変成地域の全体は西へ押し上げる衝上の性格を基本として上昇した。この運動は、中・下部中新統 (川端層) にも反映されており、中新世末ないし鮮新世初期 (後追分先滝川地変) にもっとも激しかったと考えられている。また、鮮新世にも顕著な上昇運動があったことが知られている (三谷, 1964; 札幌支部, 1960)。

3.3 天塩一石狩擾乱沈降帯

この地帯の古第三紀の構造運動は、地壘・地溝型の差別的沈降運動で特徴づけられる (田代, 1951; 須貝, 1968)。新第三系は滝の上層・朝日層に代表される中新世初期の浅海相の堆積で始まり、中新世中期の川端層に代表される急激な断層性沈降帯の発生による海盆の拡大・深化が起きた。ついで、中新世末期から褶曲作用を伴う海退が始まる。鮮新世になると褶曲や断層を伴う隆起運動が顕著になり、西急東緩型の非対称褶曲と、しばしば上盤側に背斜を伴う東傾斜の逆断層が発達した (吾妻,

1962; 広岡, 1962; 松下ほか, 1972)。これは東から西への圧縮力の作用を示している。

このように、古第三紀—新第三系は一つの堆積輪廻を構成している。その運動様式や地質構造の特徴は、古第三紀—中新世中期にみられる引張応力場が、中新世末期以降、圧縮応力場への転化を伴いながら堆積輪廻が終息したことを示唆している。

3.4 樺戸擾乱沈降帯

本帯の発達史は、天塩—石狩擾乱沈降帯と酷似するので省略するが、鮮新世になってからの造構的圧縮力は西から東へと全く逆の方向を示すのが特徴である。褶曲度は西から東へ向かって大きくなり、また、背斜構造は西緩東急型の非対称褶曲をなしている。断層は一般に西傾斜の逆断層である (吾妻, 1962)。これらの事実は、西から東への圧縮力の作用を示している。

3.5 道内安定隆起帯

本帯では、東北日本のグリーンタフ地域と同様、中世代—古第三紀にかけての長い陸化期をへて、新第三紀に入って活発な火山活動を伴う新しい堆積輪廻が始まった。すなわち、輪廻前半の中新世初期から中新世中期にかけては、陸成の火山岩類で代表される福山層にはじまり、海盆の拡大・深海を代表する八雲層の堆積が行われた。この間の構造運動の特徴は、地壘・地溝状の堆積盆の形成を伴う地塊運動である (秦ほか, 1974)。ついで、輪廻後半を代表する後期中新世 (黒松内期) から鮮新世 (瀬棚期) にかけては、褶曲や断層の発達を伴う堆積盆の分化縮小と深海化が起きた。この時期に生じた背斜構造は、樺戸帯と同様、西緩東急型の非対称褶曲で、断層は西側に傾斜した逆断層となっているものが多い (吾妻, 1962)。したがって、ここでも西から東への圧縮が考えられる。

このように、本帯でも堆積輪廻の前半と後半で、引張から圧縮へと応力場の性質の転換が起きている。

4. 第三紀にみられる構造運動の特徴

4.1 古第三紀の造構運動

白亜紀を中心とする中生代末の地殻運動で北海道全域が隆起したが、始新世から漸新世初期にかけて、道南安定隆起帯と枝幸一日高安定隆起帯を除く沈降帯に陸成ないし瀬海成の局地的な堆積盆地がいくつか発達し始めた。天塩—石狩擾乱沈降帯に属する石狩炭田の石狩層群、樺戸擾乱沈降帯に属する樺戸炭田の樺戸夾炭層などがその例である。東部の釧路一知床安定沈降帯では、淡水ないし汽水成の浦幌層群が堆積した。漸新世後期になるとこれらの沈降帯の沈降運動は一層顕著になり、幌内

層や音別層群に代表される海成層がほぼ全域を覆うようになる。これに対して、中央部の枝幸一日高安定隆起帯では漸新世初期に陸成の陸別層が局部的に堆積したに止まり、道南安定隆起帯では古第三系を通じてほとんど堆積をみなかった。

このように、古第三紀全般を通じて、北海道全域は、南北方向の隆起帯と沈降帯とに分化したばかりでなく、沈降帯内部でも正断層によって境された地壘・地溝の形成を伴う差別的な昇降運動が特徴的で(曾我部, 1967; 須貝, 1968), 漸新世後期に向かって次第に海域の拡大が起きた。このような構造運動の特徴は、北海道全域が古第三紀を通じて全体として、引張りの応力場にあったことを示唆している。

4.2 漸新世末—中新世初頭から中新世中期の構造運動

漸新世末期から中新世初頭にかけて、北海道全域に海進が広がった。中央部の枝幸一日高安定隆起帯をのぞく各構造区では、海進初期には陸成層が堆積したが、時代とともに海域が拡大し、中新世中期に、海域と水深がもっとも大きくなった。この時期の造構運動は、地塊化を伴う差別的沈降運動を特徴とし、とくに、西部の道南安定隆起帯や樺戸擾乱沈降帯では、南北ないし北々東方向の地塊運動が顕著であった(秦ほか, 1974)。また、天塩—石狩擾乱沈降帯でも、夕張地域の川端層、遠別地方の古丹別層、天北地方の稚内層のように厚さ数 1,000m に達する地溝状堆積物が形成された(松野, 1958; 木下, 1963)。釧路—知床安定沈降帯では、釧路—根室を結ぶ東北東—西南西方向およびこれに直交する方向とで境された地塊の形成を伴う差別的沈降運動があった(水野ほか, 1963)。

他方、枝幸一日高安定隆起帯では、他地域に比べて沈降量が少なく、全体として陸成—浅海成環境が持続した。本隆起帯北部では著しい造構運動は認められないが、南部の日高地方では、中新世中期には陸化していたと考えられる。しかし、その隣接地域の堆積物の研究によれば、この時期に激しい隆起運動があったとは考えられない(三谷, 1964; 松井ほか, 1964)。

このように、漸新世末期から中新世中期にかけて、北海道全域は堆積の場に転化した。堆積物の厚さや岩相には、隆起帯と沈降帯との差が反映されている。枝幸一日高安定隆起帯を除くと、全体として地塊化運動を伴う沈降運動で特徴づけられ、古第三紀に引続く引張り応力の場が支配的であったと推定される。

4.3 中新世後期から鮮新世の造構運動

枝幸一日高安定隆起帯をのぞく中新世中期頃までの地

向斜的海盆は、中新世後期から浅海化し、北海道全域は隆起の場に転ずる。この隆起運動は、断層と褶曲を伴うもので、褶曲の場合は非対称の形をとり、さらに激しい場合は衝上性の逆断層を伴う。この逆断層の上盤側には背斜が、下盤側には向斜が発達する機会が多い(土田ほか, 1959)。また、地層の傾斜、断層の落差が下位ほど急で、かつ大になっている(秦・対馬, 1969)。つぎに、この背斜の軸部付近には、しばしば、小規模の正断層が生じている(下河原, 1963)。

これら逆断層に伴う諸構造形成のメカニズムは次の項でのべることにするが、中新世後期から鮮新世にかけて、北海道全域は隆起運動で特徴づけられ、圧縮応力の場にあり、さらに現在へと、この状態が継続されていると思われる。

5. 中新世後期から鮮新世の構造運動と各構造区分との相互関係

この時期にみられる逆断層とそれに伴う諸構造形成のメカニズムについては、くい違い弾性論(Dislocation theory)(STEKETEE, 1958; CHINNERY, 1961; MARUYAMA, 1964)や拡張したグリフィス理論にもとづく小出ほか(1974)の断層モデル、FRIEDMAN ほか(1976)の断層の実験によって説明できる。

これらの理論または実験によると、逆断層が生成するとき、逆断層を境として、上盤側には隆起域もしくは背斜構造が発達し、その周辺は引張りの場となる。一方、下盤側には沈降域もしくは向斜構造が発達し、その周辺は圧縮の場となる。

また、SCHOLZ (1972) は、逆断層に伴う地殻の変形を4つの段階に分け、secular deformation, pre-earthquake accelerated deformation, earthquake, post-earthquake deformation と区別した。secular deformation は連続的な変動量の小さい歪みの蓄積の期間であり、一方ほかの3つの段階は歪み解放の期間である。pre-earthquake accelerated deformation は、第一の段階に比べはるかに加速された変形で、断層クリープである。earthquake は地震そのものによって生ずる変形で、post-earthquake deformation は変位が指数関数的に減少する段階をいう。この4つの変形様式がセットとなって、長時間にわたって生ずる小さな変形量と、きわめて短時間に生ずる大きな変形量とが、長期間にわたってくり返され、結果として大きな変位量となる(松田, 1969; FITCH and SCHOLZ, 1971)。

これらのことから、落差数100m、数1,000m以上にも及ぶ大断層は、きわめて長期間にわたるごく少量の運動

量の積み重ねを意味し、より古い地層ほど、より多くの変形をうけ、下位の地層ほど傾斜が急で、もめているといえる。

ここで、実際に生じている逆断層について、実験結果や理論結果を考慮に入れて運動の方向を推定してみよう。第2図のような場合、逆断層の断層面を境として、上盤側から下盤側に向かって圧縮力が働いたと仮定する。

この仮定にもとづいて、北海道全体について、中新世後期から鮮新世、さらに現在にいたる構造運動と各構造区分との相互関係について考えてみよう。なお、第3図の断層分布、応力解析などの図は、1976年地質調査所発行の地質目録図に集録されている北海道内の5万分の1地質図、20万分の1地質図、日本炭田図を中心にして作成されたもので、文献数が非常に多くなるので、箇々に列挙することを割愛した。

釧路一知床安定沈降帯は、釧路一根室を中心として、2複背斜2複向斜をなし、全体として放物線型をなしている。本帯と枝幸一日高安定隆起帯との接合部は、能取湖から十勝川河口にいたる北々東-南々西方向のほぼ直線の断層によって、本帯の放物線型構造が切断されている。地質学的データのみから、この境界部付近の深部構造を推定することは難しいが、2、3の間接的データにもとづいて推論を進めよう。

先のべた仮定にもとづく応力解析(第3図参照)によると、本帯の南西部では東から西へ向かう圧縮力が働いていたと推定される。つぎに、この沈降帯から西側の枝幸一日高安定隆起帯に近づくにつれて隆起を伴う衝上断層、褶曲が顕著になり、この隆起運動によって、枝幸一日高安定隆起帯側の境界部前面にあたる十勝平野に鮮新世の本別階から池田階にわたって局所的な海盆が発生している(三谷, 1964)。

しかし、全般的にみると、中新世後期から鮮新世にかけて、枝幸一日高安定隆起帯はほとんど陸域の環境下に

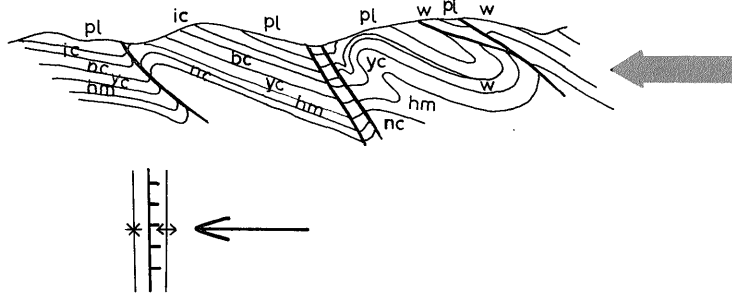
あり、一方、本帯は海域の環境下にあった(三谷, 1964)。また、枝幸一日高安定隆起帯が、本帯の構造を斜めに、ほぼ直線的に切っているようにみえる。

また、日高山地の地殻運動が地向斜の地背斜への転化・隆起として解釈されているように、日高山地は隆起の場である。なお、日高山地一襟裳岬付近での地震探査の結果によると、6 km/sec層が地表下のかなり浅いところに存在する(田, 1972)と考えられていることなどを考慮すると、後述するように、本帯は東から西に押されてきて、枝幸一日高安定隆起帯に衝突し、下からつき上げて日高山地を隆起させたと解釈される。

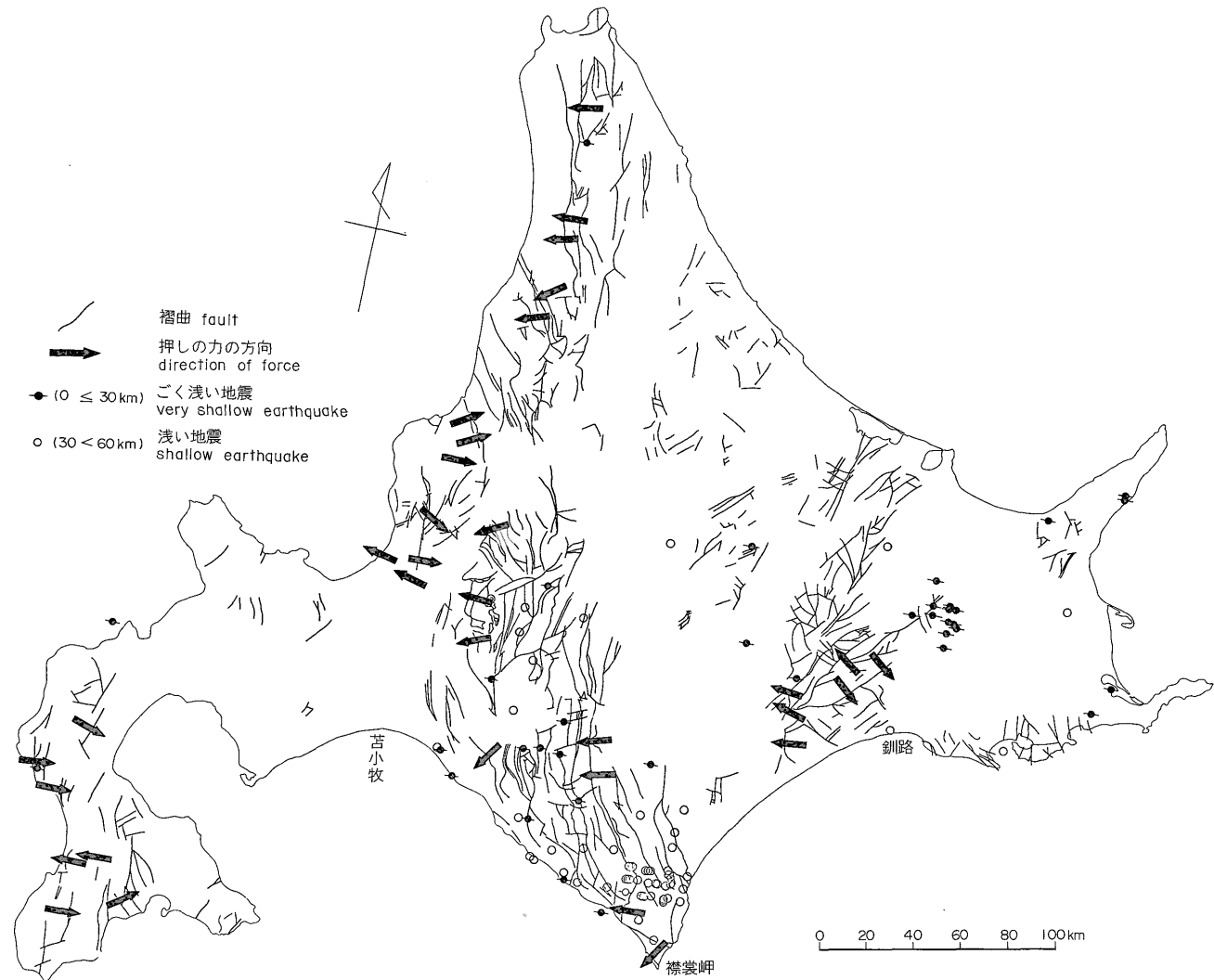
なお、この解釈は、堀越(1972)、瀬川ほか(1972)が、地震、重力、熱伝導度などの調査から、日高山地は衝突型の山地であって、日高山地の東側の地殻が西側の地殻の下にもぐりこんでいると推定していることを支持するものである。さらに、この衝突について応力解析の面からのべたい。

千島弧の延長にあたる釧路一知床安定沈降帯の西方への移動は、MATSUDA and UYEDA (1971)が指摘するように、第4図のA・B・Cの島弧系に対して太平洋プレートがA弧に直交するように剛体運動すると考えることによつてうまく説明できる。地震の発生機構の研究によれば、最大圧縮力はA・B・Cいずれの弧にも直交するように作用している。したがって、A弧に直交する太平洋プレートの圧力はB・C両弧では、発震機構に代表される弧に直交する力と弧に平行する圧力として現われる。白い矢印で示された太平洋プレートの動きと、B・C弧での弧に直交する運動とを両立させるためには、B弧、C弧をのせるプレートは、それぞれ2重矢印の方向に動くことになる。おそらく、釧路一知床安定沈降帯の西方への移動はこのようなメカニズムによるものであろう。

つぎに、枝幸一日高安定隆起帯では、南部の日高地方においては、日高山脈にほぼ平行して東傾斜の逆断層が発達しているが、本帯北部では、ほぼ南北方向の東傾斜



第2図 逆断層、褶曲および応力との関係図



第3図 断層の分布、地震の分布および応力との関係図

の逆断層がみられる。このことは日高山脈の北方では、ほぼ真東から圧縮力が働いていたことを示し、南下するにしたがい、北東から南西方向に圧縮力が働いていたことを意味する。

また、天塩一石狩擾乱沈降帯では北部の天北地域から南の襟裳岬にいたるまで、逆断層、褶曲がよく発達している。北から順次説明すると、天北から旭川付近まで、ほぼ東から西へ圧縮力が働き、石狩炭田空知地区から夕張地区にかけての地域では、東北東から西南西方向に圧縮力が働き、南下するにしたがって、圧縮力の方向は西南西から次第に南向きとなり、襟裳岬では北東から南西方向に圧縮力が働いている (田代, 1952; 木崎, 1959; 吾妻, 1962; 広岡, 1962; 正谷, 1962; 木下, 1963; 松下ほか, 1972)。

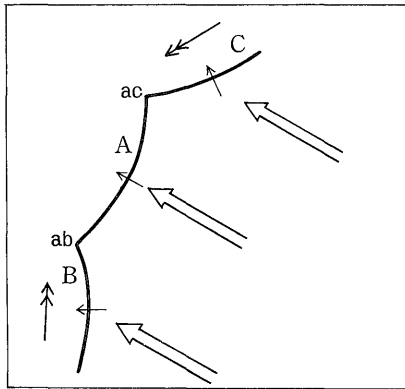
一方、樺戸擾乱沈降帯では、東側へ張り出す弧状構造

をとり、圧縮方向は北部では南西から北東方向へ、そして南下するにしたがい、次第に南向きとなり、南部では北西から南東方向に圧縮力が働いている (吾妻, 1962; 須貝, 1968; 松下ほか, 1972)。

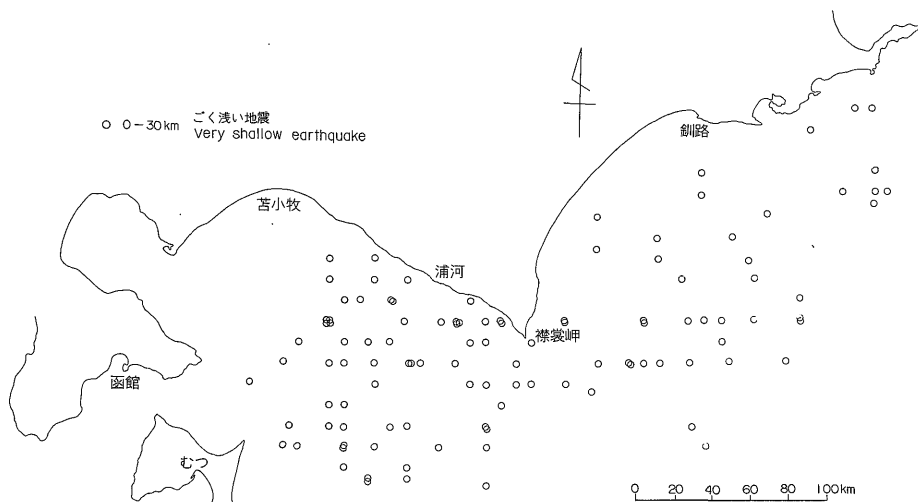
道南安定隆起帯では、一般的に西から東に圧縮力が働いているが、石狩平野の西縁をかぎる逆断層付近では西南西から東北東方向への圧縮力が働いている (吾妻, 1962; 秦・山口, 1974; 藤井・秦, 1976)。

以上、総合すると、釧路一知床安定沈降帯では、釧路一根室地方を中核として、東北東から西南西への圧縮運動と隆起運動とを伴って、枝幸一日高安定隆起帯をつき上げながら衝突したと思われる。この結果、全体として枝幸一日高安定隆起帯は西方へ移動したと思われるが、特に、圧縮力を強くうけた十勝平野西方の日高地方は西方に凸な弧状構造をとると同時に、西へ押し上げる小衝上断層が同地方に多く発達した。この隆起帯の西側に発達する天塩一石狩擾乱沈降帯は、天塩地方からはほぼ南南東にのびるが、旭川付近から、西へ張り出す弧状構造をとり、東からの圧縮力をうけ全体にわたり褶曲・断層が発達している。特に強く圧縮をうけたと思われる弧状構造中央部の夕張・空知地域付近には、多くの逆断層・褶曲とともに、デッケン構造や根無し岩塊などが発達する。

樺戸擾乱沈降帯に関していえば、前述のごとく、圧縮応力の向きは、東側の天塩一石狩擾乱沈降帯と全く逆向きで、樺戸擾乱沈降帯は、釧路一知床安定沈降帯とその圧縮力の影響をうけた枝幸一日高安定隆起帯・天塩一石狩擾乱沈降帯とは対立している。



第4図 弧状の発達モデル



第5図 海上におけるごく浅い地震の分布図

樺戸擾乱沈降帯は、元来、道南安定隆起帯と地質学的には近縁であったが、西から東への圧縮力をうけ、東方へ移動したために天塩-石狩擾乱沈降帯と接するようになったと思われる。

道南安定隆起帯は、地質構造、岩相、火成活動などの点から考えて、東北地方の延長部に相当するとみなされ (MINATO *et al.*, 1965), 東北地方 (藤井, 1974) と同様に、東北日本方向に直交するほぼ西から東への圧縮力をうけているが、樺戸擾乱沈降帯に近づくと西南西から東北東への圧縮力となり、同沈降帯とともに、東側の夕張山塊と相対立していることがよみとられる。

また、中新世後期から鮮新世にかけての運動は、現在にまで継続していると考えられ、現在観察される各種の地学的特性と深いつながりをもっていることが多くの人により指摘されている (市川ほか, 1970)。

6. 中新世後期から鮮新世にみられる構造運動と現在の地球物理学的現象との関連について

6.1 北海道およびその周辺の地震活動との関連性について

ここでは、地殻変動と地震との関係を調べることを目的としたので、主として60 km 以浅の浅発地震活動について検討した。

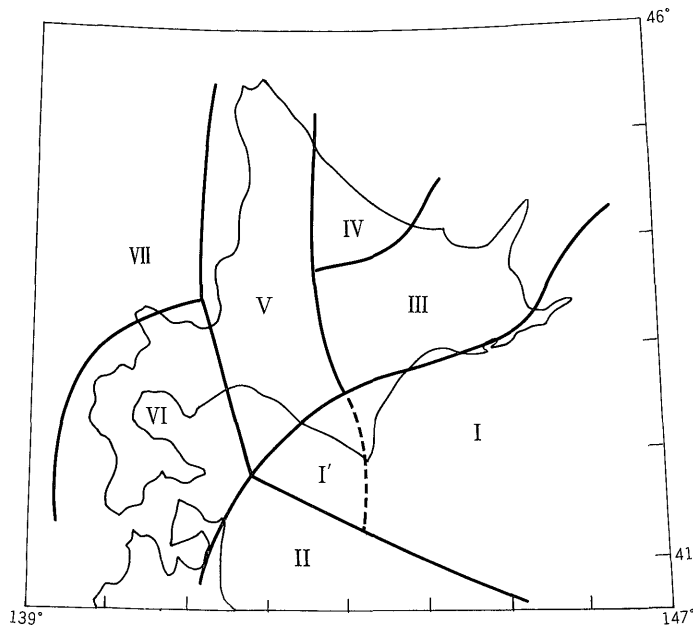
第3図に、地震月報による1926年から1956年の間に生じた主要地震について、陸上部に関しては、30 km 以浅

と、30 km から60 km 間の深度に発生した地震の震央位置を記した。第5図には、海上部に発生した地震について30 km 以浅のごく浅い地震のみを記した。

この結果、太平洋岸沖合で地震活動が著しいことがわかるが、特に日高山脈南部から浦河沖にかけの地域で地震が多発していることがいえる。

宇津 (1968) によれば、1926年から1965年末までに北海道周辺に発生したM5.5以上で深さ約70 km 以浅の地震の震央は、浦河周辺のI'地区に多く (第6図参照)、ほとんどの地震は60 km ± 20 km, M 5-6 のものが大部分で、大地震は知られていない。特に、浦河の南西沖に地震の発生は集中することが指摘されている。

つぎに、北海道およびその周辺の発震機構については、ICHIKAWA (1971) により、1926年から1968年までに発生した地震の発震機構が解析されている。ごく浅い地震 (0-29 km) については、弟子屈から津別にかけて発生した地震が解析され、圧縮応力の方向はほぼ東西ないし西北西-東南東である。また、浅い地震 (30-69 km) については、おもに根室沖から浦河沖にかけての地震が解析され、一部に日高山脈の最南部に生じた地震も含まれている。一般的にいって、この結果では、圧縮の方向は千島方向にほぼ直交し、地震面帯に高角度で交わり、大部分の張力は千島方向に平行な急傾斜面上にあり、この地帯の地震が逆断層と dip-slip の断層とで特徴づけられることがのべられている。



第6図 北海道およびその周辺の区域分け (宇津徳治 (1968) による)

また、森谷 (1972) は、日高山脈地震 (1970年1月21日) の余震活動を研究し、発震機構を推定している。日高山脈南部に発生したM6.7、深さ50 km の地震に伴って余震が発生し、その余震は10-40 km の深さに分布している。本震のメカニズムは逆断層型を示し、余震のデータから主圧縮力の方向は日高山脈南部の走向に直交していることがのべられている。

以上のごとく、一般的にいって、陸上部での各地域における地震の発震機構から推定される応力の方向は、中新世後期から鮮新世にかけての構造運動の方向と調和的である。

一方、太平洋岸に生ずる地震の発震機構はプレートのめぐりこみと関係があると思われる (ICHIKAWA, 1971)。

6.2 浦河沖にみられる地震多発地域との関連性について

まず、北海道浦河沖から下北半島にかけての地域の海底構造図 (第7図参照) について検討してみよう。海上保安庁 (1975) の海底地質構造図によると、南北方向を示す東北日本の地質構造の分布範囲は、北端の苫小牧付近から南東方向に南下し、日高舟状海盆の北東方約20 km にいたる線までである。このことは、NAGUMO (1970) によっても、1968年の十勝沖地震に伴う余震の分布の研究からも同様の結果がのべられている。この線から東方では、日高山脈の南方で北西-南東方向を示す構造方向が、釧路にかけて次第に東西方向を示すようになる。

つまり、苫小牧と日高舟状海盆の北東方約20 km とを結ぶ線を境として、南西側は東北日本の延長であり、北東側は北海道の地質構造に連続する (桜井ほか, 1975)。

このことは、人工地震の結果によっても裏づけられている。すなわち、日高沖の人工地震観測によると、本州弧と千島弧とを境する地殻深部構造は認められないようだが、東北日本の連続である三陸沖大陸性地殻は、苫小牧付近から日高舟状海盆北方にいたる線上付近で、急激に速度層、厚さを変え、北方に向かって急激に深度をまし、北海道の大陸性地殻が発達する (田, 1972)。

つぎに、重力異常解析によると、浦河付近を中心として北々西-南々東方向を長軸とする楕円形の大きな負の重力異常が認められる。この異常は、東側の日高地域と西側のグリーンタフ地域との水平圧縮により downward buckling したものと解釈しうる (溝上, 1962)。

このように浦河沖には種々の地球物理学的現象がみられるが、以上を総合してみると、道南安定隆起帯・樺戸擾乱沈降帯からなる三陸沖大陸性地殻と、枝幸一日高安定隆起帯・天塩一石狩擾乱沈降帯からなる北海道の大陸性地殻とが、留萌から苫小牧をへて日高舟状海盆の北東

方にいたる線で接し、互いに押し合っているといえる。

この圧縮によって生ずる地殻間、もしくは地殻接触部付近における歪みが、浦河沖に多発する地震の原因と思われる。

一方、日高山脈南部にみられる比較的浅い地震地域に関しては、森谷 (1972) の発震機構の解析でもわかる通り、釧路一知床安定沈降帯の押し上げによる衝突をうけて、枝幸一日高安定隆起帯が強制的に西に凸に湾曲させられた結果生ずる微小破壊によるものと考えられる。したがって宇津 (1968) の指摘した浦河周辺のI'地区 (第6図参照) の地震活動は、I'地域が千島弧および本州弧の東および西からの圧縮力をうけ、歪みが蓄積した結果生じた微小破壊として解釈しうらと思われる。

7. 結 論

北海道の地質構造は、東から西に向かって、釧路一知床安定沈降帯、枝幸一日高安定隆起帯、天塩一石狩擾乱沈降帯、樺戸擾乱沈降帯および道南安定隆起帯とに5分される。

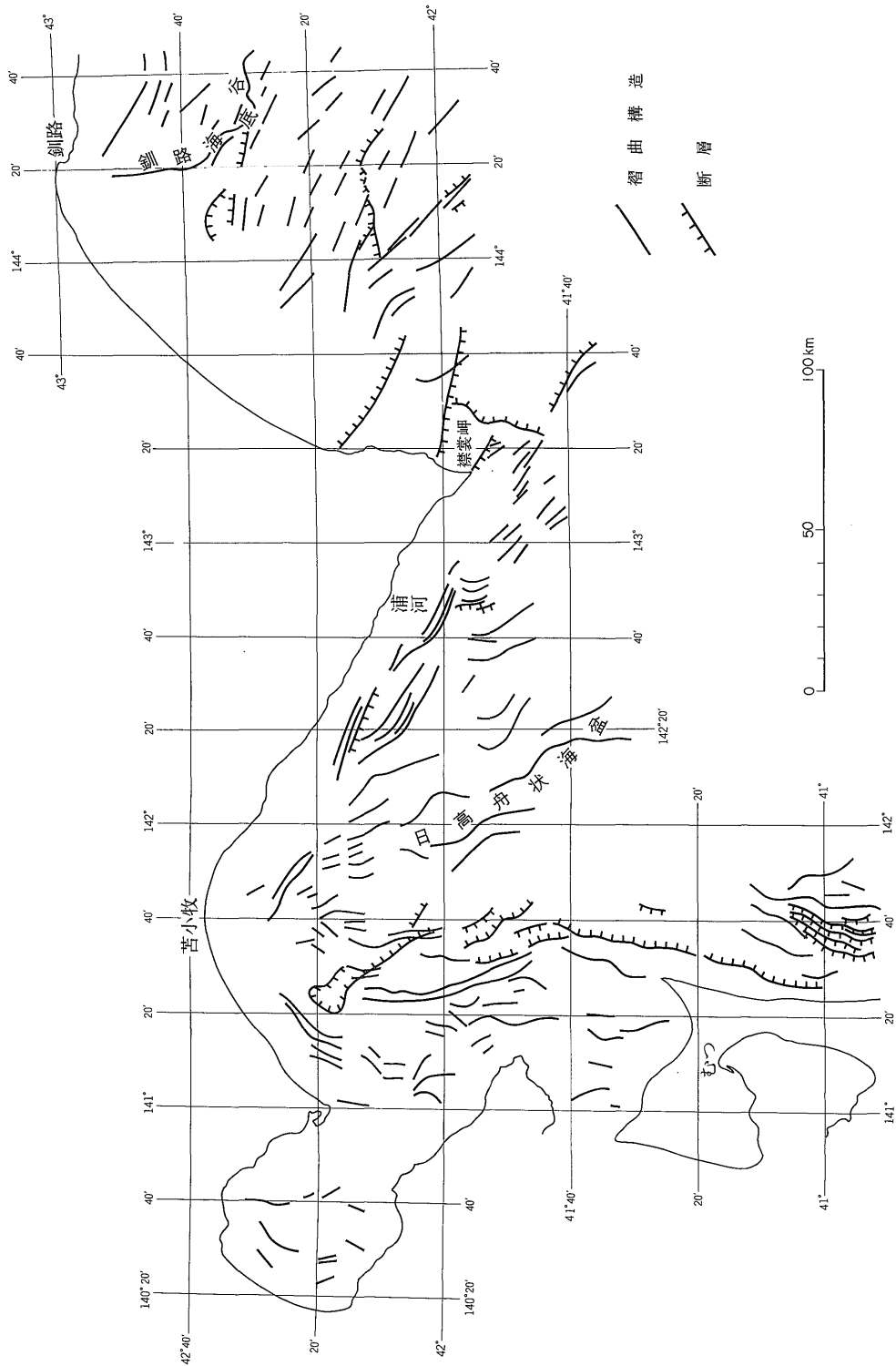
釧路一知床安定沈降帯は、地質構造上、千島弧の南西端部にあたり、中新世後期ないし鮮新世初期に、枝幸一日高安定隆起帯を押し上げながら衝突し、西方への圧縮の場を形成した。この衝突の結果、枝幸一日高安定隆起帯は日高山脈を中心として西側へ凸の弓形構造をとるように曲げられ、全体の西への移動・圧縮によって天塩一石狩擾乱沈降帯は逆S字形に湾曲したと思われる。

一方、道南安定隆起帯および樺戸擾乱沈降帯からなる三陸沖大陸性地殻は、東方への圧縮力をうけ (河野, 1971)、天塩一石狩擾乱沈降帯および枝幸一日高安定隆起帯からなる北海道大陸性地殻とが、留萌一苫小牧を境として、押し合うようになる。この接触部の海上への延長は日高舟状海盆の北東方にのびている。

この異なった地殻の接触の結果、十勝沖地震 (阿部, 1974)、余震域の分布 (NAGUMO, 1970)、海底地質構造の差異 (桜井ほか, 1975)、重力異常 (溝上, 1962)、地殻構造の差異 (田, 1972) などの種々の地球物理学的現象が、この異なった地殻の接触部付近で観察されると考えられる。

また、日高南部から浦河沖にかけてみられる比較的浅い地震多発帯は、三陸沖の大陸性地殻と北海道の大陸性地殻との接触による相互圧縮の影響と、千島弧の西方への移動に伴う押し上げによる衝突をうけて、強制的に曲げられる結果生ずる西への圧縮運動による微小破壊として解釈しうらと思われる。

最後に、本研究に際し、各種の協力と援助をうけた北



第 7 图 海底地質構造图 (海上保安庁, 1975)

北海道大学理学部の高波鉄夫氏, 地質調査所の秦光男博士, 石田正夫博士, また原稿を読んでいただき, 有益なご批判を賜った同所の平山次郎博士の方々に深謝する。

文 献

- 阿部勝征 (1974) 地震断層の運動. 科学, vol. 44, p. 139-145.
- 吾妻 穰 (1962) 石狩低地帯の地下構造. 石油技協誌, vol. 27, p. 135-172.
- CHINNERY, M. A. (1961) The deformation of the ground around surface faults. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 51, p. 355-371.
- 田 望 (1972) 島弧の構造に関する地球物理学上の諸問題. 海洋科学, vol. 4, p. 318-322.
- FITCH, T. J. and SCHOLZ, C. H. (1971) Mechanism of underthrusting in southwest Japan; A model of convergent plate interactions. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, p. 7260-7292.
- FRIEDMAN, M., HANDIN, J. M., LOGAN, J. M., MIN, K. D. and STEARUS, D. W. (1976) Experimental folding of rocks under confining pressure: Part III Faulted drape folds in multilithologic layered specimens. *G. S. A. B.*, vol. 87, p. 1049-1066.
- 藤江 力・松井 愈・棚井敏雄・松野久也・垣見俊弘・魚住 悟 (1957) 新生代の堆積区とその変遷(5)北海道地域一. 新生代の研究, nos. 24-25, p. 51-58.
- 藤井敬三 (1974) グリーンタフ地域における構造運動と鉱物資源との関係について. 鉱山地質, vol. 24, p. 223-235.
- ・秦 光男 (1976) 北海道における後期中新世より鮮新世にみられる構造運動. 地震学会秋季大会, 1976 no. 2, 講演予稿集, p. 62.
- 橋本 亘 (1958) 20万分の1北海道地質図(1-6)説明書. 北海道地下資源調査所, 58p.
- 秦 光男・対馬坤六 (1969) 遠別地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 33p.
- ・山口昇一 (1974) 北海道松前半島の新第三系の層序と地質構造. 地質巡検案内書, 日本地質学会北海道支部, 45p.
- 広岡悦郎 (1962) 北海道天北地方の石油地質学的研究. 石油技協誌, vol. 27, p. 113-134.
- 北海道鉱業振興委員会 (1968) 北海道の石油・天然ガスの探査と開発. 183p.
- 堀越 勲 (1972) 日本列島の造山帯とプレート. 科学, vol. 42, p. 665-673.
- 市川浩一郎・藤田至則・島津光夫編 (1970) 日本列島地質構造発達史. 築地書館, 232p.
- ICHIKAWA, M. (1971) Reanalysis of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan. *Geophys. Mag.*, p. 207-274.
- 海上保安庁 (1975) 20万分の1海底地質構造図 襟裳岬沖.
- (1975) 20万分の1海底地質構造図 日高舟状海盆.
- (1975) 20万分の1海底地質構造図 釧路沖.
- (1975) 20万分の1海底地質構造図 室蘭沖.
- (1975) 20万分の1海底地質構造図 下北半島沖.
- 木下浩二 (1963) 日高造山運動の過程(1). 炭鉱技術, vol. 18, p. 18-22.
- 木崎甲子郎 (1959) 日高造山の意義——造山運動の新しい考え方の提案. 新生代の研究, no. 30, p. 28-39.
- 小出 仁・星野一男・井波和夫 (1974) 拡張したグリフィス理論による断層モデルについて. 地調月報, vol. 25, p. 89-103.
- 河野芳輝 (1971) 大陸と海洋境界部の熱的構造. 浅野周三・グレイプ・ウジェンツェフ編, 島弧と縁海, 東海大出版会, p. 297-304.
- MARUYAMA, T. (1964) Statical elastic dislocations in an infinite and semi-infinite medium. *Bull. Earthq. Inst.*, vol. 42, p. 289-368.
- 正谷 清 (1962) 北海道中軸部白亜系の石油地質学的評価. 石油技協誌, vol. 27, p. 297-322.
- 松田時彦 (1969) 活断層と大地震. 科学, vol. 39, p. 398-407.
- MATSUDA, T. and UYEDA, S. (1971) On the pacific-type orogeny and its model-extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, vol. 11, p. 5-27.
- 松井 愈・佐藤博之・小坂利幸・宮坂省吾・笹島征

- 士郎・秋葉 力・石谷征靖・春日井 昭
(1974) 大樹地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 69p.
- 松野久也 (1958) 古丹別層の堆積盆の沈降運動. 石油技協誌, vol. 23, p. 19-21.
- 松下勝秀・藤田郁男・小山内 照 (1972) 札幌・苫小牧低地帯およびその周辺山地の形成過程. 地質学論集, no. 7, p. 13-26.
- MINATO, M., YAGI, K. and HUNAHASHI, M. (1956) Geotectonic synthesis of the Green Tuff regions in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 34, p. 237-264.
- 三谷勝利・橋本 亘・吉田 尚・織田精徳 (1959) 5万分の1地質図幅「本別」および同説明書. 北海道開発庁, 75p.
- (1964) 北海道主部における鮮新世の層序と造盆地運動について. 北海道地下資源調査所報告, no. 32, p. 1-37.
- 溝上 恵 (1962) TEMPOKU-URAKAWA 地帯の地殻の変形. 測地学会誌, vol. 8, p. 29-37.
- 水野篤行・百石 浩 (1960) 5万分の1地質図幅「雄別」および同説明書. 北海道開発庁, 78p.
- ・佐藤 茂・角 靖夫 (1963) 5万分の1地質図幅「阿寒」および同説明書. 北海道開発庁, 67p.
- 森谷武男 (1972) 日高山脈地震 (1970年1月21日) の余震活動. 地震, Ser. 2, vol. 24, p. 287-297.
- NAGUMO, S. (1970) Development of the aftershock area and the block structure of the focal region of the 1968 Tokachi-Oki earthquake. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 48, p. 759-768.
- 斉藤正雄・番場猛夫・沢 俊明・成田英吉・五十嵐昭明・山田敬一・佐藤博之 (1967) 北海道非金属鉱床総覧. 地質調査所, 575p.
- 酒匂純俊・鈴木 守・魚住 悟・金山詰祐 (1961) 5万分の1地質図幅「乙忠部」および同説明書. 北海道開発庁, 41p.
- 桜井 操・永野真男・長井俊夫・桂 忠彦・戸沢実・池田 清 (1975) 北海道南岸沖の海底地質. 水路部研究報告, no. 10, p. 1-10.
- 札幌支部 (1960) 北海道地域の新第三紀構造 発達史. 地球科学, no. 52, p. 30-36.
- 下河原寿男 (1963) 夕張炭田の形成とその地質構造の発展. 石炭地質研究第5集, 北海道炭鉱技術会地質部会, 244p.
- SCHOLZ, C. H. (1972) Crustal movement in tectonic area. *Tectonophysics*, vol. 14, p. 201-217.
- 瀬川爾朗・大島章一・吉田俊夫 (1976) 大陸性地磁気異常の縞模様—その島弧における意義—. 科学, vol. 46, p. 83-90.
- 曾我部正敏 (1967) 日本炭田図Ⅶ, 釧路炭田北西部地域地質図. 地質調査所, 42p.
- STEKETEE, J. A. (1958) Some geophysical applications of the theory of dislocations. *Can. Jour. Phys.*, vol. 36, p. 1168-1198.
- 須貝貫二 (1968) 日本炭田図Ⅷ, 雨竜—留萌炭田地域地質図説明書. 地質調査所, 61p.
- 田代修一 (1951) 石狩炭田の地質構造に関する一考察. 石炭地質研究第1集, 北海道炭鉱技術会地質部会, 64p.
- 土田定次郎・岩本寿一 (1959) 馬追山丘陵東側の堆積岩の地質時代. 新生代の研究, no. 29, p. 7.
- 宇津徳治 (1968) 北海道およびその周辺の地震活動. 北大地球物理研究報告, no. 20, p. 51-75.
- 山岸宏光 (1976) 北海道糠平周辺地域の堆積盆にみられる陥没構造. 北海道地下資源調査所報告, no. 48, p. 21-31.

(受付: 1977年12月9日; 受理: 1978年5月25日)