

北上外縁帯の地質

白亜紀（先宮古世）地殻変動の証^{あかし}を追って

杉本 幹博 （金沢大学）

1. はじめに

北上山地に広く発達する中・古生層は 山地のほぼ中央を横切る超塩基性岩の卓越する地帯（早池峰構造帯）をはさんで 南側と北側で層相構成・地質構造を異にすることが知られている。

南側地域（南部北上山地）が概して化石にとんだ浅海性堆積物からなり ドーム・ペーズン構造をもつものに対して 北側地域（北部北上山地）にはチャート・輝緑凝灰岩を伴う いわゆる地向斜堆積物が発達し 化石に乏しくほぼ一様に西方へ急傾斜した帯状構造が卓越するのである。

この相違は 二畳系～ジュラ系にとくにいちじるしく両地域のおかれた地質環境がかなり異質であったことを物語っている。しかし 白亜紀初頭には 同様の安山岩質火成活動があり 引き続き褶曲・断裂—花崗岩の貫入もほぼ同時期に生じていて この時期以降両地域は類似した発達史をたどりはじめたようである。

北上山地北東部—北上外縁帯には この白亜紀地殻変動前後の記録（堆積物）がよりよく保存されている。とくに 北部陸中海岸ぞいでは 激しく褶曲・変形し 花崗岩に貫入されたジュラ紀～白亜紀の地向斜堆積物がほとんど時間間隙をもたない後造山期堆積物によっていちじるしい傾斜不整合でおおわれるありさまがよく観察される。

この地殻変動の記録は 北上外縁帯（岩泉帯・田老帯）の発達史をきわだたせるばかりでなく おそらく地向斜—造山帯の普遍的発達過程をあきらかにするうえでも重要な手がかりとなるものであろう。

小論では “海のアルプス”北部陸中海岸ぞいに残された白亜紀地殻変動の証—宮古層群基底の不整合—を中心に 北部北上山地—北上外縁帯の地質のあらましを紹介したい。

2. 北部北上山地の地質のあらましと白亜紀地殻変動

早池峰構造帯（吉田・片田 1964）の北東側を占める北部北上山地は 層相・構造・地質時代の特徴にもとづいて西から東へ北部北上帯・岩泉帯・田老帯に区分される。各帯の境界は葛巻構造線・田老構造線である（吉田 1966 島津ら 1970 杉本 1972など）（第1・2図）。

北部北上帯にはおもに二畳系からなる上部古生界が広く発達するが一部に三畳系も存在するようである。粘板岩・チャートが卓越し 火山岩片の多い細～中粒砂岩輝緑凝灰岩 石灰岩薄層を伴う地向斜堆積物からなるが詳細はあきらかでなく 層序区分がなされているのはきわめて限られた地域である。

あとでやや詳しく記すように 岩泉帯は三畳系・ジュラ系を含む地向斜性下～中部中生界を主とする地層からなるが一部に二畳系も存在するようである。田老帯も同様の地向斜性中生界（ジュラ系～先宮古統下部白亜系）からなり 岩泉帯・田老帯は 本州区（北部北上帯）の東外側の中生代地質区（北上外縁帯）を構成している。

各帯を構成する地層の地質時代は一般により東側のものほど新しく 層相・構造の特徴をも考慮すると 巨視的には地向斜堆積盆地の最大沈降域が時代の進行とともに相対的により東方（太平洋側）へ移動した経緯が推論されている（杉本 1974 a b 吉田 1975 など）。

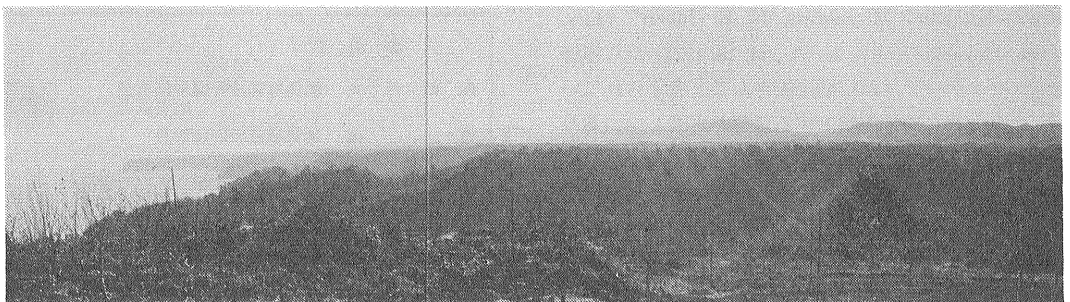
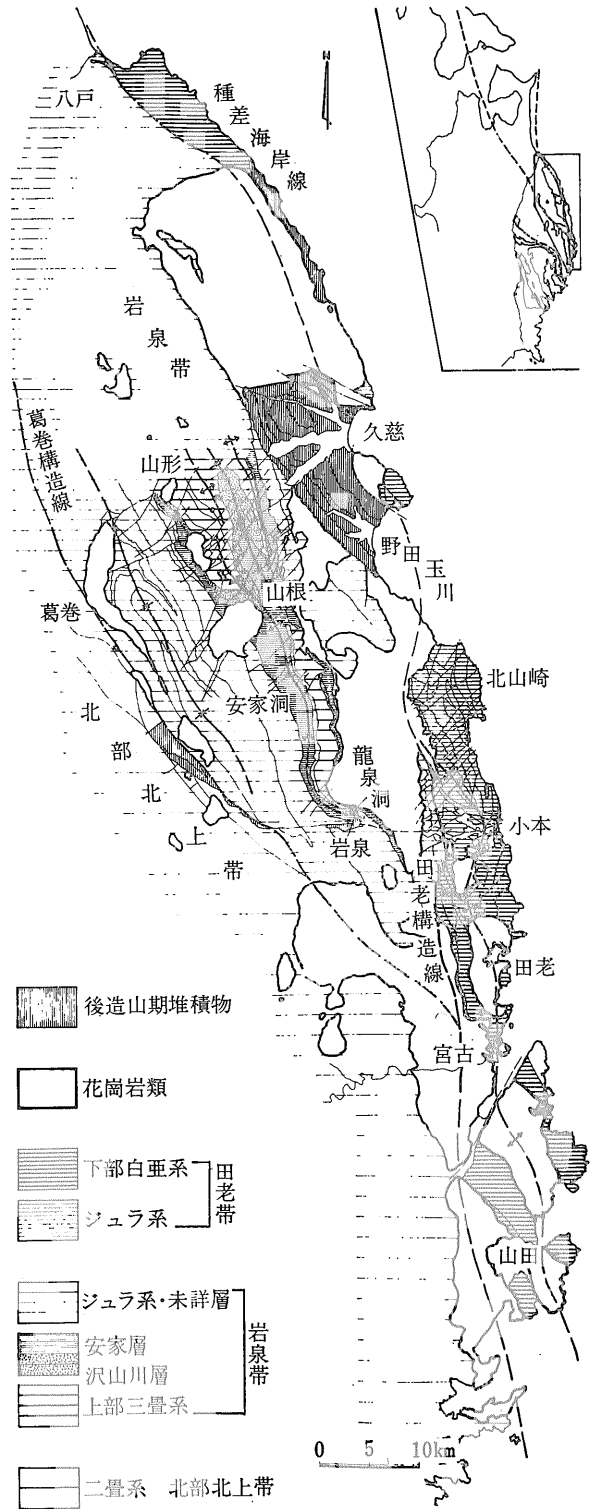











写真1 北部陸中海岸の景観 100mをこえる断崖が海に臨む

また 各帯の配列方向はいくぶん異なっていて より東側のものほど より南北に近い方向（現在の海岸線の描くアークに調和する方向）をもっており このため東南部の宮古以南では岩泉帯の地層が全く欠如して 田老帯が花崗岩貫入帯をはさんで北部北上帯と接している。さらに 带状配列をなす北部北上山地の白亜紀花崗岩類（片田ら 1971）は主として東半部の中生層分布地域に集中しているが 岩泉帯・田老帯の主部では 中生層のなす褶曲構造とほぼ調和した方向に配列しており 造構造過程で 両者が何らかの関連をもったことが予想される。とくに 最東列のものは田老帯の分布ときわめてよく符合しており 後述する原地山層火山岩類とのいわゆる volcano-plutonic association が考えられている（蟹沢 1974など）。

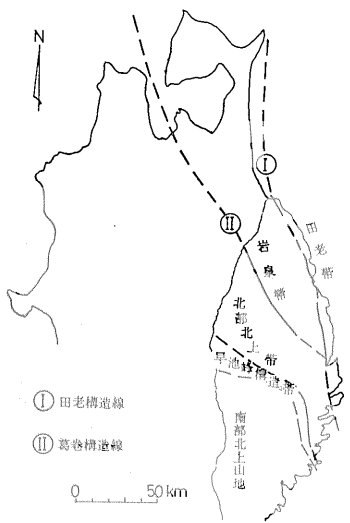
ところで 上記各帯の地向斜堆積物はほぼ一様に西方へ急傾斜し 激しい構造変形を受け さらに白亜紀花崗岩類の貫入を受けているが これらは宮古層群（下部白亜系・宮古統）久慈層群（上部白亜系・浦河統～トナイ統）沢廻層・横道層（上部白亜系）などのいわゆる後造山期堆積物によって不整合におおわれている。

この顕著な不整合で示される地殻変動は 一般に大島造山運動（Kobayashi 1941）あるいは宮城造山運動（半沢 1954）として知られているが 名称のゆかりの地である南部北上山地には後造山期堆積物は発達しておらず また 陸域～浅海性堆積物の卓越する地域に広汎な花崗岩の貫入を伴う造山運動が生じるのも従前の地向斜一造山論では律しきれない側面を伴っているようである。さらに 大島造山運動の時期の上限を定めた宮古層群基底



-  後造山期堆積物
-  花崗岩類
-  下部白亜系
-  ジュラ系
-  ジュラ系・未詳層
-  安家層
-  沢山川層
-  上部三疊系
-  二疊系 北部北上帯

第2図 北上外縁帯の地質概略図



第1図 北上山地の地質構造区分

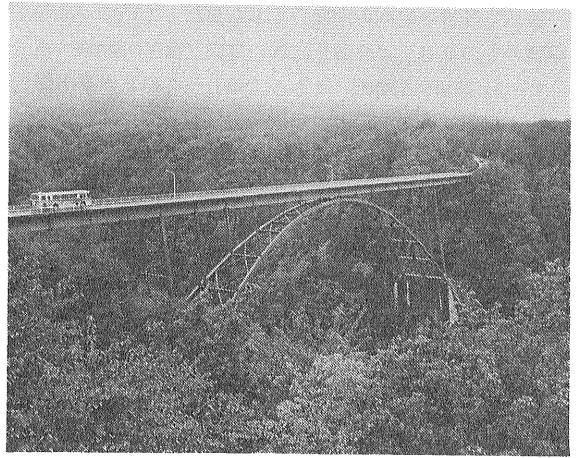
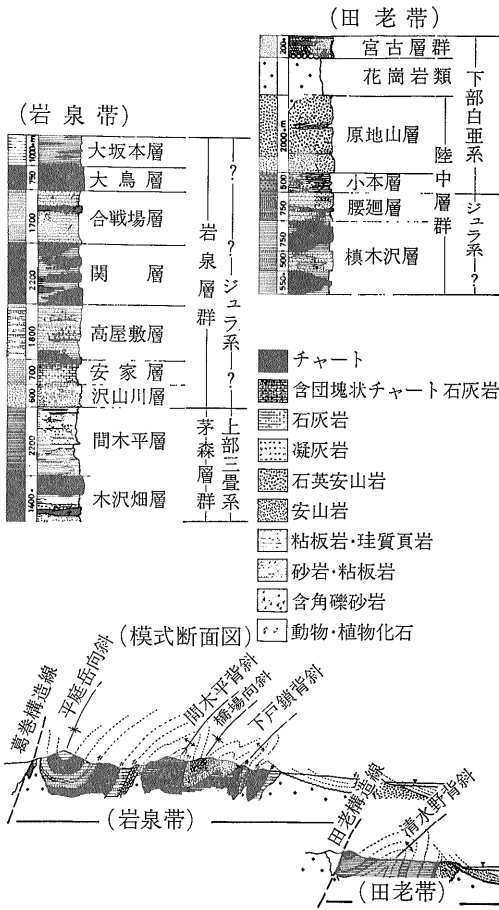


写真2 榎木沢橋。夢の大橋の完成は かつて陸の孤島といわれたこの地域を急速に発展させた

の不整合は 今日的意義ではあきらかに構造区を異にする北部北上山地にあり 加えて宮古層群の基盤をなす北部陸中海岸地域の地向斜堆積物は 当時は すでに安定地塊化した“古生層”と考えられていたのである。

既述のとおり 現在では 地殻変動—花崗岩貫入のほぼ直前まで北部北上山地東縁に中生代地向斜が発展した経緯があきらかとなり 造山運動の時期も層位関係にもとづいて 原地山層堆積後—宮古層群堆積前というきわめて限定された期間に定められている。 原地山層・宮古花崗岩の放射年代値も上記の層位関係とよく一致するようである (柴田 1978)。

このように 北上山地全域に及んだ白亜紀地殻変動の証は 北上外縁帯—北部陸中海岸において より明瞭にみとめられるのである。

第3図 北上外縁帯(岩泉帯・田老帯)主部の層序・模式断面図

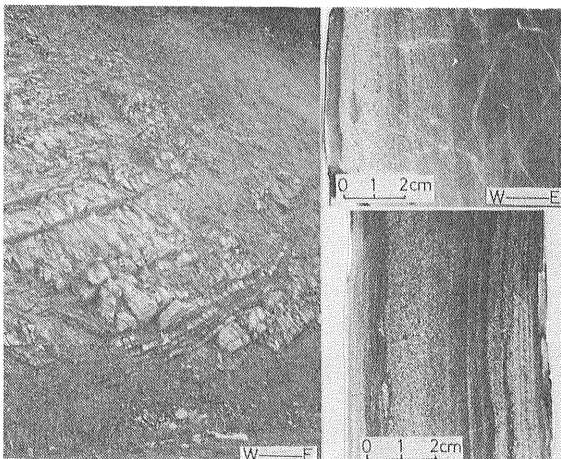


写真3 榎木沢層中部の砂岩層(左)。 清水野背斜の東翼をなし 東方が上位を示す綫化層理をもち 逆転している(右) (第4図 地点B)

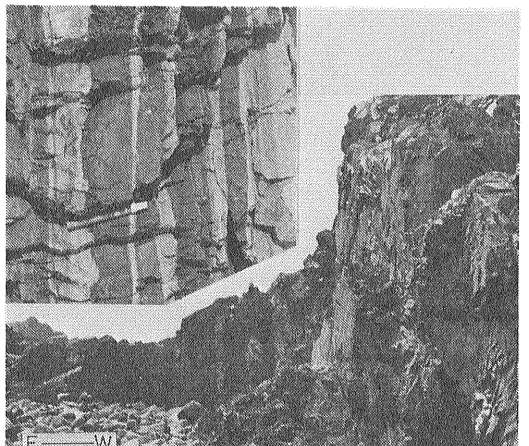
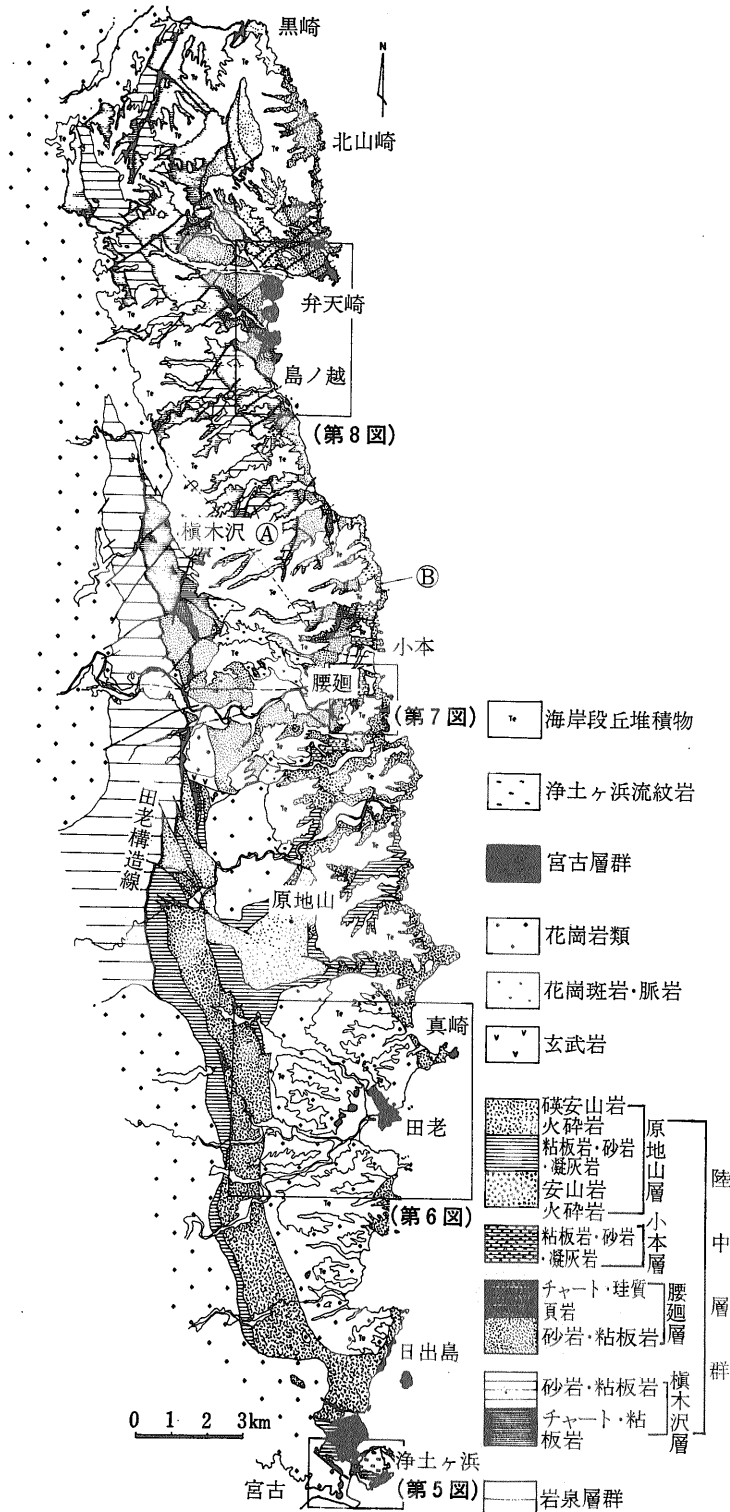


写真4 直立した小本層の粘板岩・砂岩・凝灰岩互層。東方が上位を示す堆積構造をもつ (第4図 地点A)



第4図 田老帯主部地質図【南半部はおもに蛸子・吉田 (1971) 島津・田中・吉田 (1970) による】

3. 北上外縁帯 (岩泉帯・田老帯) の地質

3. 1 陸中海岸 (田老帯) の地向斜堆積物

八戸—山田の陸中海岸ぞいに発達する田老帯の地向斜堆積物は陸中層群とよばれ(小貫 1969 杉本 1969 1974a) 下位より横木沢層・腰廻層(ジュラ系) 小本層・原地山層(先宮古統下部白亜系)に区分される(第3図). 各層は整合・漸移関係にあるが第2図に示したように 分布の西縁を断層(田老構造線)および花崗岩の貫入で絶たれており 現在露出する地層の大半は下部白亜系の火山岩・火砕岩類(原地山層)で占められている. 陸中層群は巨視的には1つの背斜構造(清水野背斜)をなしており 南半部では帯状配列をなす花崗岩の東縁の列が この背斜軸にそって貫入しているようである.

陸中層群最下部の横木沢層は第3・4図に示すように 南方へ軸傾斜した清水野背斜の芯部を占め 下部・上部はチャート・珪質頁岩・粘板岩が 中部は細〜中粒グレイワック砂岩・粘板岩が卓越している. 横木沢橋(写真2)のかかる横木沢中〜上流域には清水野背斜の東西両翼をなす中部の砂岩・粘板岩互層がともに西傾斜で出現するが 西翼は正常な累重関係(normal order)を 東翼は逆転(overturn)を示す種々の堆積構造を伴っている. この東翼の逆転構造は陸中層群の各層に及んでおり 海岸ぞいの各所で観察できる(写真3・4・5).

腰廻層はおもに中〜粗粒の石英にとんだグレイワック砂岩からなり 粘板岩と互層するとこ

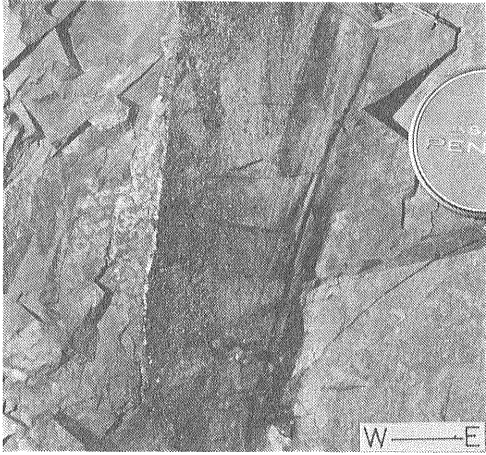


写真5 東方が上位（逆転）を示す斜交層理
（小本層）（第8図 地点N）

る 粘板岩角礫片を多量に含むところなどがある。
中部に挟まれるチャートはよく連続するが 島の越北方
のハイペー平井賀では淡緑色珪質凝灰岩・珪質頁岩に移
行している（第8図）。 上部の砂岩にきわめてまれに
石灰岩レンズを挟み 小本川南岸（第7図 地点I）から
鳥ノ巣型珊瑚・層孔虫化石などが採集されている（長谷
1956など）。

小本層は粘板岩・砂岩・凝灰岩・安山岩などの薄層が
ひんぱんに指交する地層で 前期白亜紀中～酸性火成活
動の萌芽期の堆積物にあたり 下位のジュラ系の2層と
は堆積環境をかなり異にしている。 小本付近の数ヶ所
（第7図 地点J・Kなど）から貝化石の他に *Nilsonia*,
Cladophlebis, *Onychiopsis* などの領石植物化石群に対比

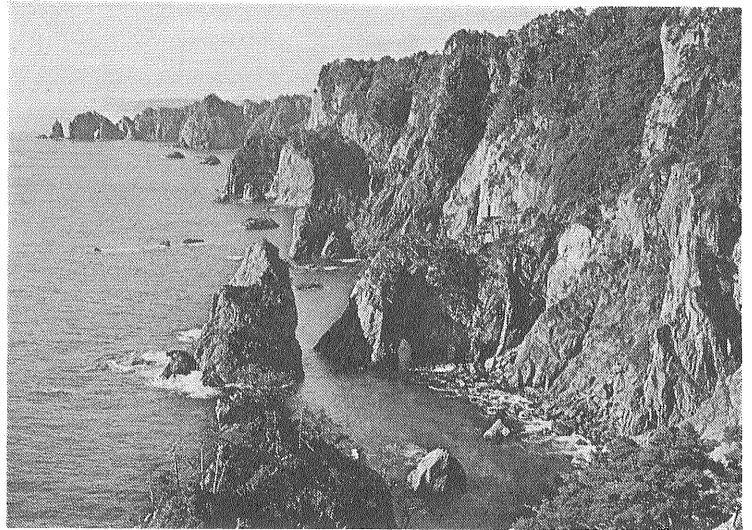


写真6
北山崎からの展望
原地山層上部の石英安
山岩が巨大な海食崖を
つくる

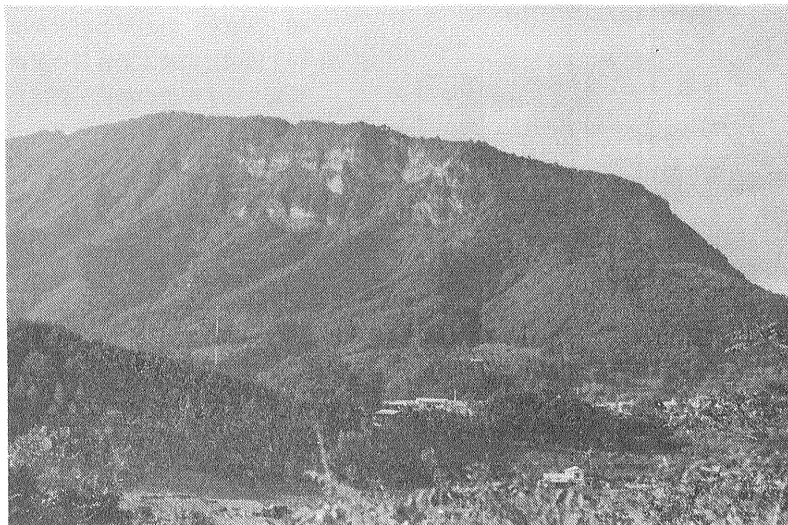


写真7
岩泉の象徴 宇籠羅山（604 m）
安家層石灰岩からなる 手前の低
地一帯に後造山期堆積物（沢廻層）
が断層で接して発達する 裏側に
龍泉洞がある

される植物化石を産する (YABB 1914)。明戸口一弁天崎の有料道路 (シーサイドライン) ぞいでは 逆転を示す斜交層理・級化層理などの堆積構造 (第8図 地点N写真5) 上位の原地山層との漸移関係が観察される。

原地山層は熔岩・火砕岩を主とする地層で 一般に下部に暗緑色の輝石安山岩質岩が 中～上部に褐色～灰白色の石英安山岩～流紋岩質岩が卓越する。中・上部に凝灰質砂岩・粘板岩・凝灰岩が薄く指交する部分を挟んでいる。これらの火山岩・火砕岩類は八戸・種差海岸から山田にいたる陸中海岸ぞいに点々と分布し 黒崎・北山崎 (写真6) をはじめ 各所に壮大な海食崖を形成している。

原地山層の火成活動は 南部北上山地の最下部白亜系鮎川層直上の山鳥層・鼎浦層・新月層などに対比されるもので 南北両山地の関連性を考察するうえで重要である。北上山地のこの時期の火山噴出物は 現在ではほとんど削剝されているけれども 当時は現在各地に散在する花崗岩をネックとして おそらく陸域をなしていたであろう西側内陸部の古生層分布地域をも広くおおっていたであろうことが予想されている (片田 1974)。そして この時期の一連の造山性火山活動・花崗岩の貫入に際して たまたまより不安定な沈降性可動域として存在していた表層地域 (岩泉・田老地向斜帯) ほど 結果的により強く岩体の貫入・配列方向に規制された褶曲・分布形態をもつようになり 前記の調和的關係をもつに至ったのであろう。また 当時の主沈降域 (おもに田老地向斜帯) には大量の火山噴出物が一連の地層として堆積

し その後の差別的隆起量を反映して削剝をまぬがれ 田老帯に原地山層として保存されているのであろう。これらの火成活動と西南日本内帯の後期中生代酸性火成活動の対応関係が注目されると同時に 田老帯のはるか東方に予想される花崗岩貫入帯の東縁線 (MATSUDA and UYEDA 1971 の “Magmatic front”) の延長が西南日本の外帯にはなく 領家帯南縁付近に連続するように見えることも 東北日本と西南日本の後期中生代の発達史を比較するうえで 興味深いことである。

陸中層群の地向斜堆積物はおおむね西方へ急傾斜し 構造変形をうけ さらに花崗岩類 (110～120m. y.) の貫入をうけて変質しているが これら一連の変動は 原地山層堆積後一宮古層群堆積前という層位的に限定された期間に生じたことは既述のとおりである。

3. 2 内陸部 (岩泉帯) の地向斜堆積物

陸中海岸から十数km内陸に入った岩泉帯にも激しい地殻変動をうけて褶曲し 白亜紀花崗岩類の貫入をうけて変質した地向斜堆積物が分布している (第2図)。

これらの大部分は つい最近まで漠然と “古生層” とみなされていたものであるが しいに中生界を含むことがあきらかになってきた (島津ら 1970 杉本 1972 1974 a など)。

第3図に示したように 岩泉帯主部の山根一山形地域に広く発達する地向斜堆積物は 下位より茅森層群 (上部三疊系) 岩泉層群 (ジュラ系を主とする) に区分される。茅森層群は背斜の芯部を占めて分布し さらに木沢畑層 (チャート・粘板岩相) 間木平層 (粘板岩・砂岩相) に区分される。両層の石灰岩レンズから *Epigondolella*

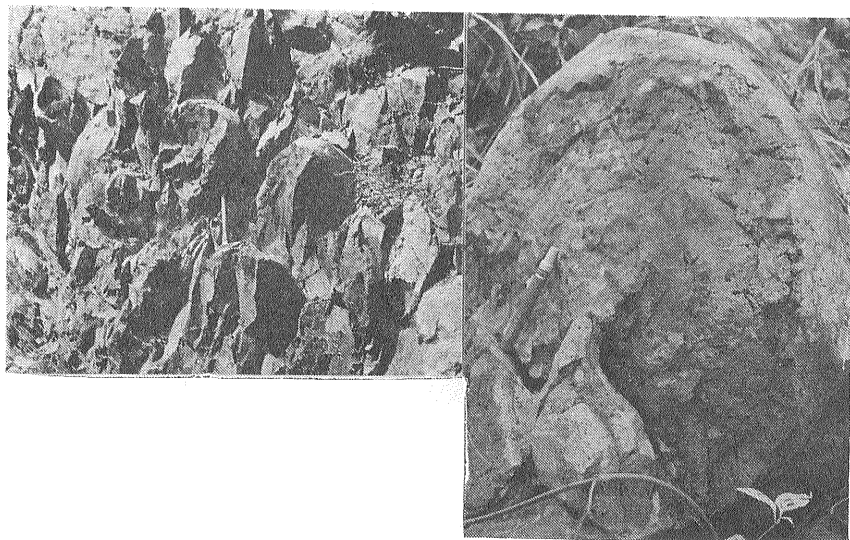


写真8
沢山川層の枕状熔岩
発泡のあとがみえる

abneptis-E. bidentata 化石群に相当するコノドント化石を産し 上部三畳系とみなされる (村田・杉本 1971). 岩泉層群は 巨視的には2背斜3向斜をなして広い範囲に分布しており 下位より沢山川層 (安山岩・凝灰岩相)・安家層 (石灰岩相)・高屋敷層 (粘板岩・含角礫砂岩相)・関層 (チャート・粘板岩相)・合戦場層 (砂岩相)・大鳥層 (チャート相)・大坂本層 (粘板岩相) に区分される. 沢山川層から中生代 (ジュラ紀?) 型石灰藻化石 高屋敷層から鳥ノ巣型珊瑚化石・層孔虫化石を産する. 多くの場合各層は互に大規模な衝上性縦走断層で接していて 直接の関係はあきらかにしえないことが多いが 分布・構造の調和性などから基本的には一連の堆積物とみなされている.

これら岩泉帯の地向斜堆積物も 田老帯の地層と同様に 後造山期堆積物 (上部白亜系-古第三系) によっていちじるしい傾斜不整合でおおわれており ここでも白亜紀地殻変動の証をみることができる (杉本 1976 棚井ら 1978 など).

岩泉帯の地向斜堆積物には さまざまな堆積相がみられるが 沢山川層には大量の枕状熔岩が特徴的に発達し (写真8) しだいに凝灰岩質-石灰岩質となって上位の安家層石灰岩に漸移する状態が各所で観察される. 石

灰岩分布地域は雄大なカルスト台地をなし 大小多数の鍾乳洞が発達しているが安家洞 (元村) 龍泉洞 (岩泉) はとくに大規模で 一部は一般に公開されている (写真9・10).

4. 白亜紀地殻変動の証^{あかし}——宮古層群基底の不整合を追って

白亜紀 (先宮古世) 地殻変動の証は 宮古一弁天崎の北部陸中海岸にそって観察することができる (第4図). これらの地域では褶曲・逆転した陸中層群の地向斜堆積物とこれを貫く花崗岩類を宮古層群の後造山期堆積物がいちじるしい傾斜不整合でおおっている.

模式地付近の宮古層群は全体として 200m 内外の層厚をもち 下位より羅賀層 (礫岩相)・田野畑層 (含礫砂岩・偽層砂岩・砂質泥岩相)・平井賀層 (石灰質砂岩・*Orbitolina* 貝殻質砂岩相)・明戸層 (泥質砂岩相) に区分される (花井ら 1968) が おもに外洋性の沿岸～浅海成堆積物からなり 多種類の化石を含み ゆるく東方へ傾斜する単純な構造をもって 基盤をなす陸中層群とは きわだった層相・構造の相違をみせている.

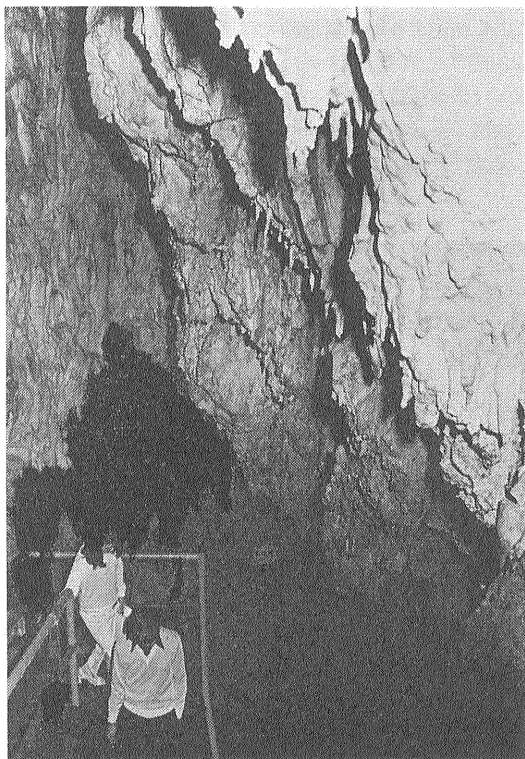


写真9 龍泉洞 洞内 2,500m 深さ 120m の地底湖が美しい 安家層石灰岩に発達する

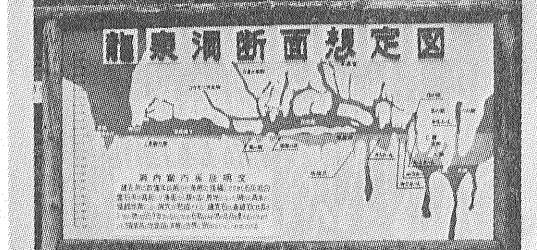
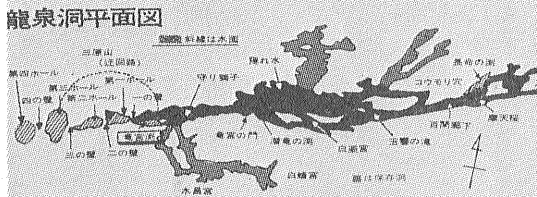
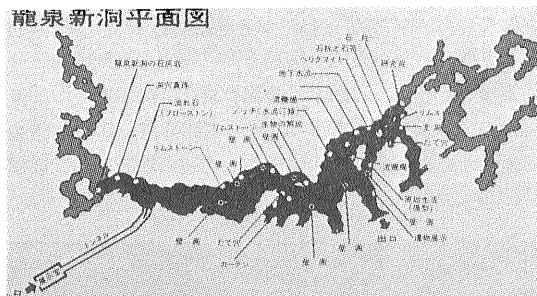
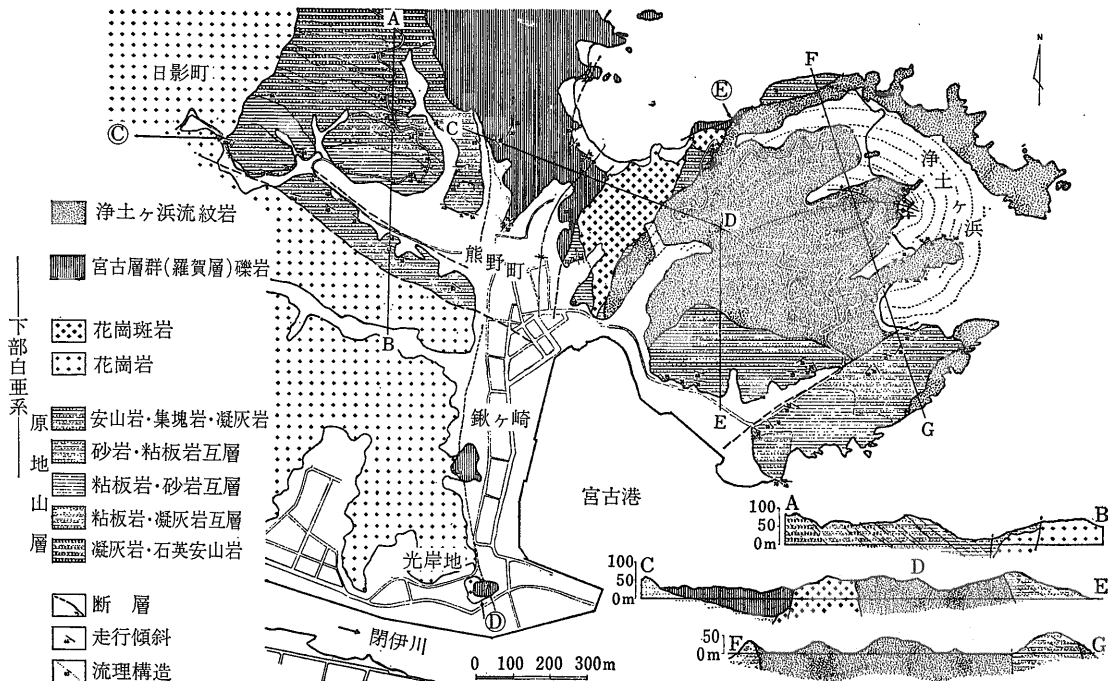


写真10 龍泉洞 龍泉新洞 (自然洞穴科学館) の平面図と断面想定図 (岩泉町発行資料による)



第5図 宮古—浄土ヶ浜地域地質図・断面図(杉本1974)

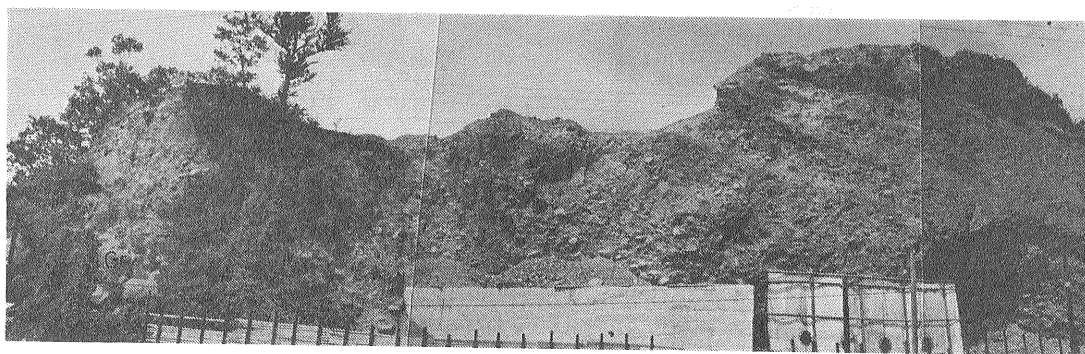
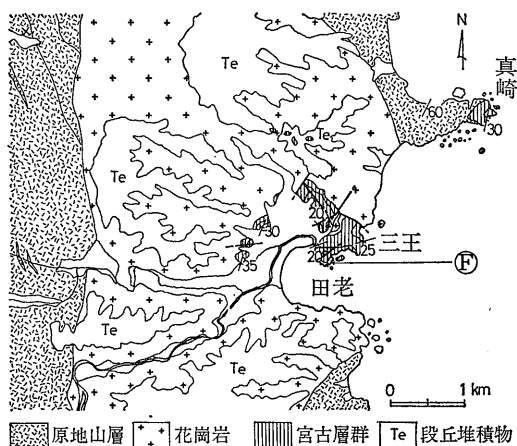


写真11 花崗岩(宮古岩体 Gr)を不整合におおう宮古層群(羅賀層)の礫岩(第5図 地点D)

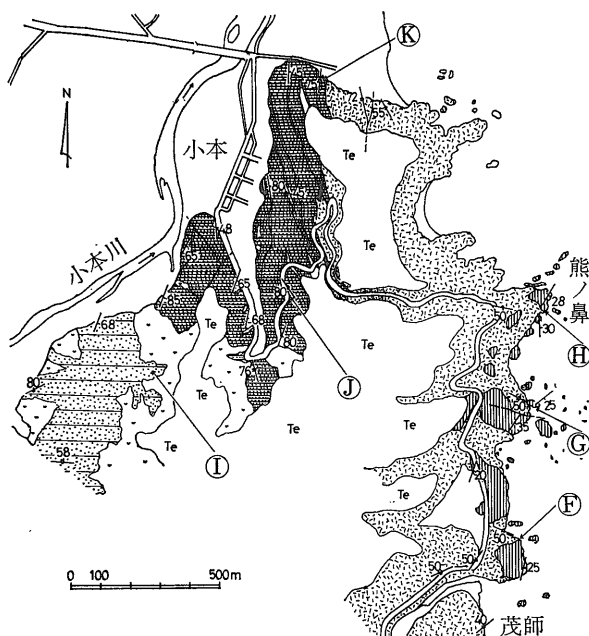


写真12 浄土ヶ浜 二百数十年の昔 藍鏡和尚が さながら極楽浄土のよう
と讚嘆したといわれる 白色緻密の流紋岩からなり 第5図 地点Eなどで
宮古層群を貫く

宮古—浄土ヶ浜 宮古市浄土ヶ浜地域は第5図に示すように 種々の地質系統が複雑に交錯しているが 日影町付近で花崗岩(宮古岩体)が原地山層上部の砂岩・粘板岩互層に貫入しており(地点C) 閉伊川河口の光岸地—銚ヶ崎では この宮古岩体が宮古層群基底の礫岩層(羅賀層)によって不整合におおわれるのが観察される(地点D 写真11)。羅賀層はほぼ NS の走向でゆるく東方へ傾斜するが 熊野町北方一帯ではほぼ $N75^{\circ}W$ $55^{\circ}S$ の構造をもつ原地山層を不整合におおっている。同様の不整合は 蛸ノ浜北方一日出島海岸でもみとめられる。



第6図 田老-真崎地域地質図(島津・田中・吉田 1970)



- Te 海岸段丘堆積物
- 宮古層群(礫岩・砂岩)
- 花崗斑岩
- 原地山層(安山岩・凝灰岩)
- 小本層(粘板岩・砂岩・凝灰岩)
- 腰廻層(砂岩・粘板岩)

第7図 茂師-小本地域地質図



写真13 花崗岩(田老岩体)を不整合におおう宮古層群(羅賀層)の礫岩。花崗岩壁に記された2本の白線は津波の巨大さを伝えている(第6図 地点F)

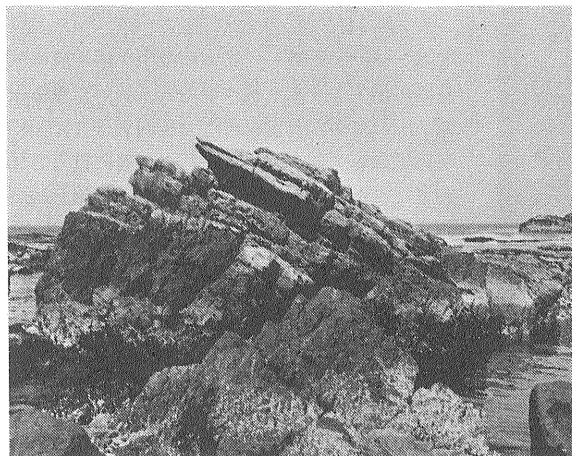


写真14 原地山層安山岩を不整合におおう宮古層群(田畑野層)“ハットンの不整合”を想わせる(第7図 地点G)



写真15 原地山層を“つぎたし状”不整合におおう宮古層群(田畑野層)の砂岩(第7図 地点H)

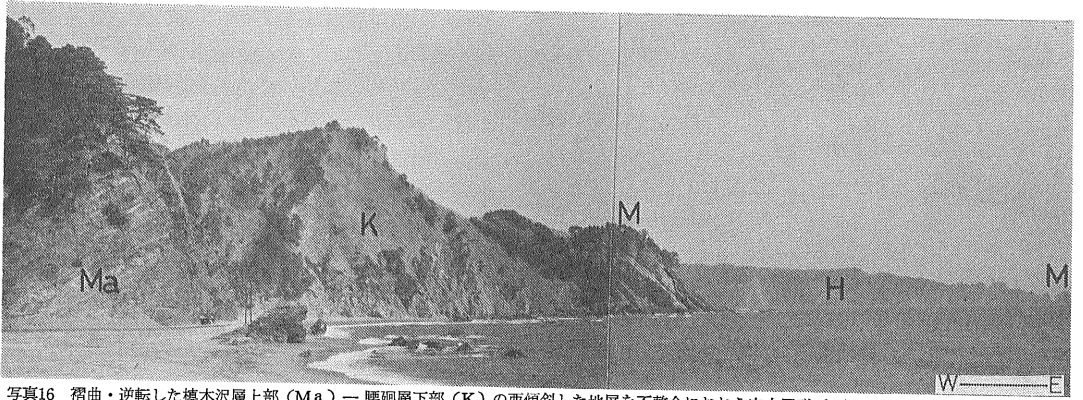


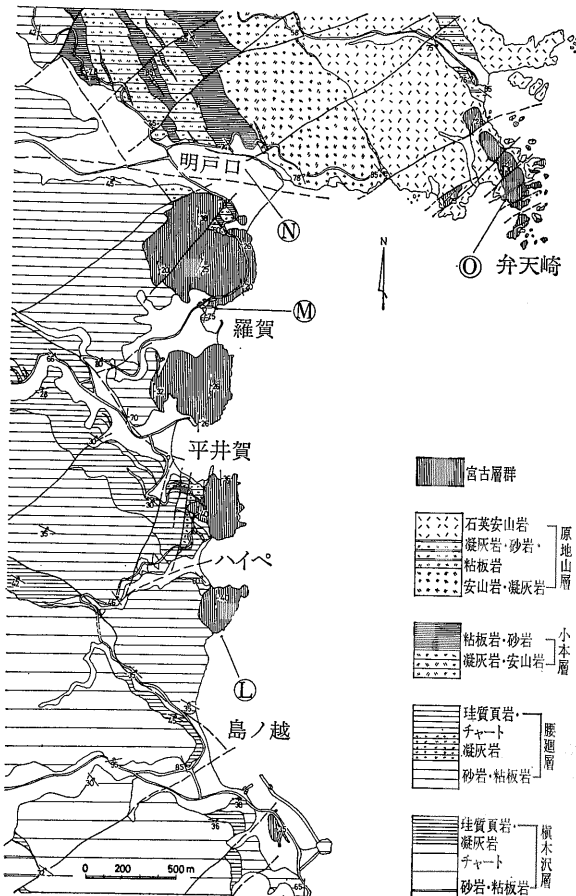
写真16 褶曲・逆転した模木沢層上部 (Ma) — 腰廻層下部 (K) の西傾斜した地層を不整合におおう宮古層群 (M)。 右手後方の弁天崎では原地山層 (H) を不整合におおう (第8図 地点L)

田老 — 真崎 田老町市街〜三王にかけては宮古層群の下・中部層が小規模に発達している (第6図)。ここでは羅賀層の礫岩が原地山層を貫く花崗岩 (田老岩体) を不整合におおうのが観察される (地点Fなど 写真13)。

また 北方の真崎では羅賀層を欠いて田野畑層の砂岩が直接原地山層の火山岩を不整合におおっている。

茂師 — 熊ノ鼻 第7図に示すように 小本川が海に注ぐ交通の要所小本南方の茂師一熊ノ鼻海岸でも同様の不整合関係をみることができる。ここでは $N60^{\circ}W$ $50^{\circ}W$ の走向・傾斜をもつ原地山層下部の逆転した安山岩・凝灰岩層を $N20^{\circ}E$ $30^{\circ}E$ の構造をもつ宮古層群が見事な不整合をなしておおっている (地点G 写真14)。不整合面は起伏にとみ 炭質物薄層をはさんで砂岩層が直接安山岩をおおところ (地点F) 基底部に大〜巨円礫を伴うところなど多様で 熊ノ鼻では“つぎたし状”におおっている (地点H 写真15)。

島ノ越 — 平井賀 — 弁天崎 原地山層の分布がとぎれる島ノ越—明戸口海岸では 宮古層群が腰廻層・小本層を不整合におおっている。第8図に示すようにこ



第8図 島ノ越—平井賀—弁天崎地域地質図

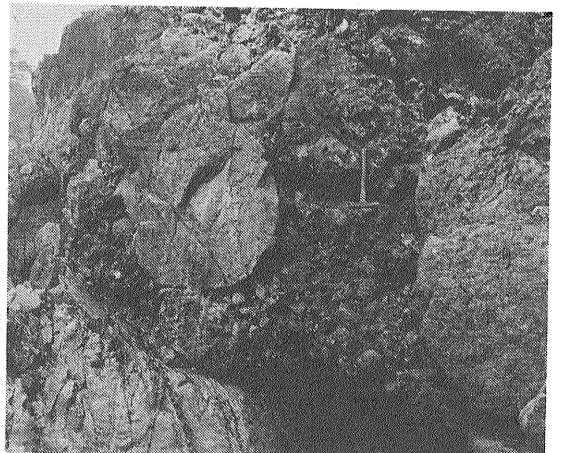
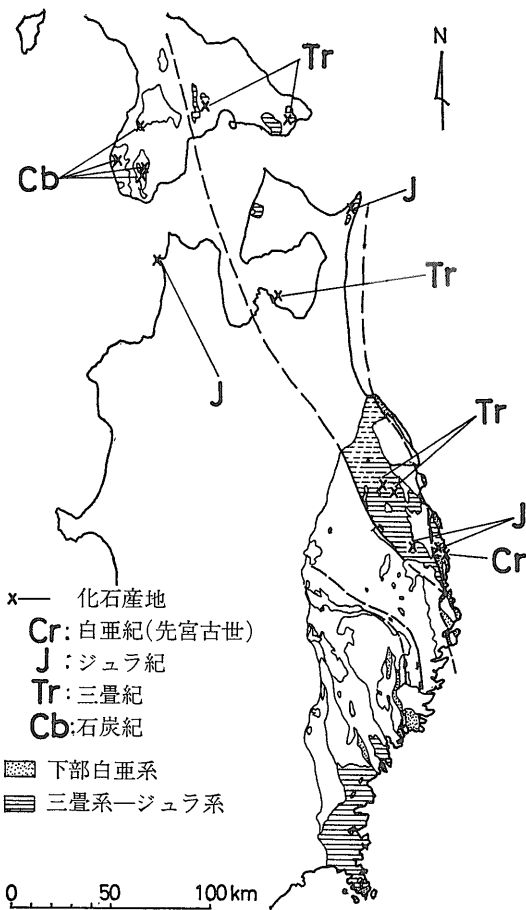


写真17 弁天崎で原地山層石英安山岩を不整合におおう宮古層群の基底礫岩。直径1mをこえる巨礫が発達する (第8図 地点O)



第9図 北上山地—北海道南西部における先宮古統中生層の分布および主要化石産地(杉本 1977)

の地域の陸中層群はほぼN60°~70°W 35°~80°Wの走向・傾斜をもつが 清水野背斜の東翼をなして全体が逆転している。写真16は島ノ越港から北方を遠望したもの(地点L)であるが 中央に東方へゆるく傾斜する宮古層群が西方へ傾斜する腰廻層下部(砂岩)—榎木沢層上部(珪質頁岩)の逆転層をいちじるしい傾斜不整合でおおっている。同様の不整合関係はハイペから明戸口にいたる各地でみとめることができるが 羅賀北岸では羅賀層礫岩を欠いて野田畑層の砂岩が直接腰廻層をおおっている(地点Mなど)。写真16の右手後方の有料道路にそっては原地山層中・上部が露出するが東端の弁天崎に再び宮古層群が出現し 原地山層の石英安山岩を不整合におおっている。ここでは基底部に直径1mをこえる巨礫が発達している(地点O 写真17)。

宮古層群の陸上における分布は弁天崎が北限であるがさらに北方の野田玉川海岸(島津・寺岡 1962) 久慈西方 八戸・種差海岸(杉本 1975)などでは原地山層・岩泉帯の中生層・花崗岩類を宮古層群の上位層にあたる久慈層群(上部白亜系)などの後造山期堆積物が不整合におおっており これらの地域でも白亜紀(先宮古世)地殻変動の存在を間接的に知ることができる(第2図)。

5. あとがき—尻屋崎にて

北上山地では 白亜紀地殻変動—花崗岩貫入が 南側地域・北側地域などの異なった地質構造区にわたって広範囲に生じている。それはこれらの変動が それまで固有の発達史をたどってきた表層の動きとは独立した地下深部のできごとに帰因することを示唆しているようにも思われる。

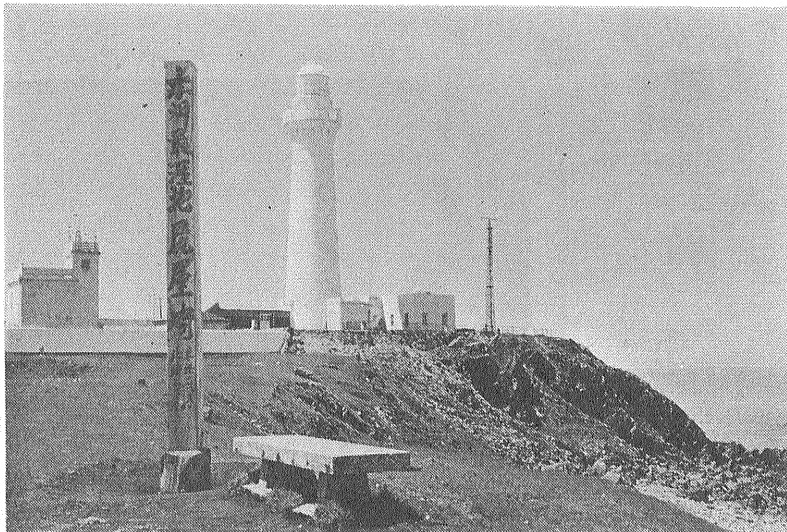


写真18
 本州北涯の尻屋崎灯台 尻屋層群(ジュラ系)を貫く石英閃緑岩の上に建っている 夏は野馬が遊ぶ

第9図に示すように 北上外縁帯の地向斜堆積物の大部分は ほぼ直接的に北海道南西部へ連続するようであり 本州北涯の地 下北半島尻屋崎(写真18)のジュラ系にも激しい地殻変動の跡を認めることができる。

小論で紹介した白亜紀(先宮古世)地殻変動の壮大なる広がりを感じる時は 津軽海峡を隔てて横たわる北海道主部(日高区)への構造発達史的比較基準としてのこの地殻変動の影響のもつ重要性があらためて強調されるのである。

参 考 文 献

蛭子貞二・吉田秀敏(1971): 北部北上山地田老帯の地質構造発達史. 地学関係5学会連合学術大会演旨 P. 481

花井哲郎・小島郁生・速水 格(1968): 白亜系宮古層群概報. 国立科博専報 no. 1, P. 20—28

半沢正四郎(1954): 東北地方(日本地方地質誌). 344 P., 朝倉書店

長谷弘太郎(1956): 小本附近に新たに確認された中生層. 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙 no. 3, P. 26—28

蟹沢聡史(1974): 火成活動および変成史よりみた東北日本. 地質学論集 no. 10, P. 5—19

片田正人(1974): 原地山層堆積時期の北上山地の火成活動および北部北上山地の古・中生層砂岩について. 地質学論集 no. 10, P. 41—45

———・大貫 仁・加藤祐三・蟹沢聡史・小野千恵子・吉井守正(1971): 北上山地, 白亜紀花崗岩質岩類の帯状区分. 岩鉱会誌 vol. 65, p. 230—245

T. KOBAYASHI(1941): The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Univ. Tokyo, Jour. Fac. Sci., Sec. 2*, vol. 5, p. 219—578

T. MATSUDA and S. UYEDA(1971): On the Pacific-type orogeny and its model: Extention of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, vol. 11, p. 5—27

M. MURATA and T. NAGAI(1972): Discovery of Conodonts from Sekkenai, Hiranai-cho, Higashi-Tsugaru-gun Aomori Prefecture, Japan. *Prof. Jun-ichi Iwai Memorial Volume*, p. 709—717

村田正文・杉本幹博(1971): 北部北上山地よりトリアス紀後期コノドントの産出(予報). 地質学雑誌 vol. 77, p. 393—394

小貫義男(1969): 北上山地地質誌. 東北大地質古生物研報

報 no. 69, p. 1—239

坂上澄夫・南川純夫・川島幹雄(1969): 北海道渡島半島上磯石灰岩のコノドントとその地質時代の考察. 地質学雑誌 vol. 78, p. 37—43

柴田 賢(1978): 地質年代尺度. 地球科学(岩波講座) 6, P. 157—173

島津光夫・田中啓策・吉田 尚(1970): 5万分の1地質図幅「田老」および同説明書. 54P. 地質調査所

———・寺岡易司(1962): 5万分の1地質図幅「陸中野田」および同説明書. 53P. 地質調査所

杉本幹博(1969): 北上外縁帯, 岩手県小本・田野畑地域の中生層. 東北大地質古生物研報 no. 70, P. 1—22

———(1972): 北部北上山地, 葛巻構造線および田老構造線について. 東北大地質古生物研報 no. 73, P. 97—109

———(1974a): 北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究. 東北大地質古生物研報 no. 74, P. 1—48

———(1974b): 北部北上山地の構造地質学的意義. 地質学論集 no. 10, P. 29—40

———(1974c): 北部北上山地, 宮古市浄土ヶ浜地域の地質構造. 金沢大教育紀要(自然科学編) no. 23, P. 89—103

———(1975): 北部北上山地, 種差海岸地域の地質構造. 金沢大教育紀要(自然科学編) no. 24, P. 29—41

———(1977): 北上外縁帯(岩泉帯・田老帯)について. 地函研専報 no. 20, P. 75—81

———(1978): 北部北上山地, 岩泉地域の後造山期堆積物. 金沢大教育紀要(自然科学編) no. 26, P. 11—22

棚井敏雅・飯島 東・吾妻高志(1978): 北上北部岩手粘土鉱山付近の上部白亜系—古第三系. 地質学雑誌 vol. 84, p. 459—473

対島坤六・滝沢文教(1977): 5万分の1地質図幅「尻屋崎」および同説明書 36P. 地質調査所

H. YABE(1914): Mesozoiche Pflanzen von Omoto. *Tohoku Imp. Univ., Sci. Rep. 2nd ser. (Geol.)*, vol. 1, p. 57—64

吉田 尚・片田正人(1964): 5万分の1地質図幅「大槌・霞露岳」および同説明書. 30P. 地質調査所

———(1966): 地質調査所 UMP-A 帯研究成果. UMP地質構造部門 A-Zone 連絡紙 no. 7, P. 12—14

———・青木ちえ(1972): 北海道松前半島の古生層と渡島半島南部のコノドントの産出について. 地調月報 no. 23, P. 635—646

———(1975): 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展. 地函研専報 no. 19, P. 103—114

学 会 掲 示 板

・日本火山学会

1. 昭和54年9月25日(火)~27日(木) [28日(金)有珠火山等見学旅行]
2. 日本火山学会1979年秋季大会
3. 北海道地区国立大学セミナーハウス(有珠の北東方)
4. 日本火山学会
5. 北海道大学理学部地球物理学教室
〒060 札幌市北区北8西5(011)711—2111 内2760)

・日本地下水学会

1. 昭和54年10月5日(金)・6日(土)
2. 日本地下水学会昭和54年度秋季講演会
3. 徳島経済センター
徳島市西新町2丁目2番地 TEL(0866)53—3211
4. 日本地下水学会
5. 〒213 川崎市高津区久本135 TEL (044)866—3171
地質調査所水資源課内
日本地下水学会