

5万分の1地質図幅

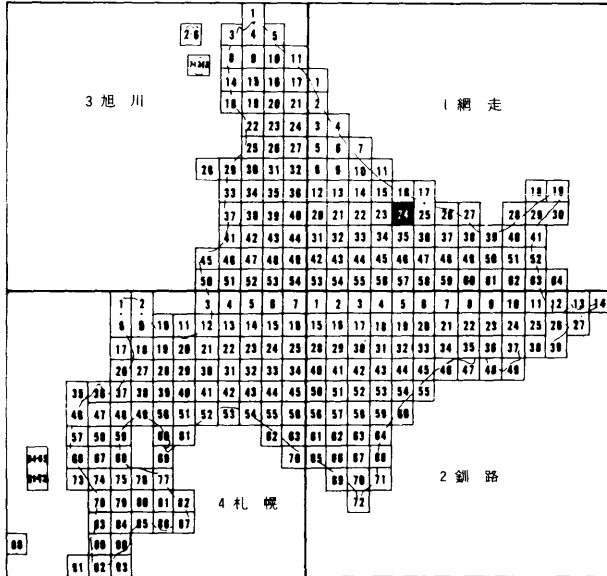
説 明 書

遠 軽

(網走一第24号)

北海道立地下資源調査所

平成3年12月(1991)



この地質図幅は、北海道総合開発の一環として、北海道開発庁の委託により実施したものを、北海道においてとりまとめたものである。

平成3年12月

北 海 道

5万分の1地質図幅

説明書

遠 軽

(網走一第24号)

北海道技術吏員 田近 淳
同 八幡正弘

北海道立地下資源調査所

平成3年12月(1991)

目 次

まえがき	1
I. 地形	1
I. 1 山地と丘陵	4
I. 2 段丘と低地	6
II. 地質概説	8
III. 中生界および古第三系	14
III. 1 仁頃層群	15
III. 2 湧別層群	17
III. 2. 1 層序についての考え方	17
III. 2. 2 岩相の記載と岩相の組合せ	20
III. 2. 3 熊ノ沢層(Yku)	31
III. 2. 4 向遠軽層(Ymu, ec)	31
III. 2. 5 豊里層(Yto, tv)	35
III. 2. 6 安国層(Yya, ym, yc, yv)	39
III. 2. 7 旭野層(Yas, ss, sv)	41
III. 2. 8 上芭露層(Yka, ks, kc)	44
III. 2. 9 大成層(Yon, ov, os)	46
III. 2. 10 瑞穂層(Ymi, is, ic)	49
III. 2. 11 若佐層(Ywa)	54
III. 2. 12 中園層(Yna)	55
III. 2. 13 産出化石と地質時代	56
III. 2. 14 地質構造	60
IV. 新第三系	62
IV. 1 藻別層(Mt)	62
IV. 2 留岡層(Tt, Tb, Tm)	63
IV. 3 社名淵層	65
IV. 3. 1 中部層	65
〈基底砂岩礫岩〉(Sc)	65
〈若松火砕岩〉(Swt, Swr)	66
〈隠沢玄武岩〉(SKt)	67
〈栄野安山岩〉(SSt)	68
IV. 3. 2 上部層	69
〈谷本川火砕岩〉(SMt, SMw)	69

〈三沢川流紋岩〉 (SSr)	70
〈南ノ沢玄武岩〉 (SMB)	70
〈背谷牛山安山岩〉 (STa)	71
IV. 3. 3 層序関係および対比	71
IV. 4 貫入岩類	73
IV. 4. 1 玄武岩 (Ba)	73
IV. 4. 2 石英安山岩 (Da)	73
IV. 4. 3 流紋岩 (Ry)	73
IV. 5 新第三系の地質構造	74
V. 第四系	75
V. 1 段丘堆積物 (t_1, t_2, t_3)	75
V. 2 崖錐堆積物および玄武岩質残積岩塊 (Td)	76
V. 3 地すべり堆積物 (Ld)	77
V. 4 沖積層 (a, ac, as)	77
V. 5 電気探査から推定される第四系の基底深度	77
VI. 応用地質	86
VI. 1 金銀鉱床—計呂地円山鉱山	86
VI. 2 採石資源	88
VI. 3 地下水	89
VI. 4 天然ガス徴	89
VI. 5 災害地質・表層地質	89
文 献	91
Abstract	98
正誤表	104

正誤表

	誤		正
目次 (i) 29行目	<若松火砕岩> (Swf, Swr)	→	<若松火砕岩> (Swf, Swr)
56ページ 3行目	de-posit	→	deposit
同 9~11行目	放散虫化石 (君波ほか、1983、…中略…岩田、1988、1989) および凝灰岩中の…中略…考察されている。	→	放散虫化石および凝灰岩中の…中略…考察されている (君波 ほか、1983、…中略…岩田、1988、1989)。
同 下から8~9行目	Clathrocyclas diceros	→	<u>Clathrocyclas diceros</u> (イリック)
57ページ 14行目	クラスト緑色泥岩	→	クラストの緑色泥岩
77ページ 6行目	が見られることがある	→	がある
79ページ 66図説明	地下水調査井位置スケール	→	地下水調査井位置、スケール
80ページ 67図説明	および小原 (1970未公表)	→	小原 (1970未公表)
88ページ 71図中	流化物	→	硫化物
89ページ 7行目	／日・m	→	／日／m
同 10行目	／日・m	→	／日／m
同 15行目	／日・m	→	／日／m
同 14~15行目	…の調査によれば (広田、1986)、…中略…可能である。	→	…の調査によれば、…中略…可能である (広田、1986)。
101ページ 15行目	Pakeocene	→	Palaeocene

北海道立地下資源調査所

技術吏員 田 近 淳

技術吏員 八 幡 正 弘

まえがき

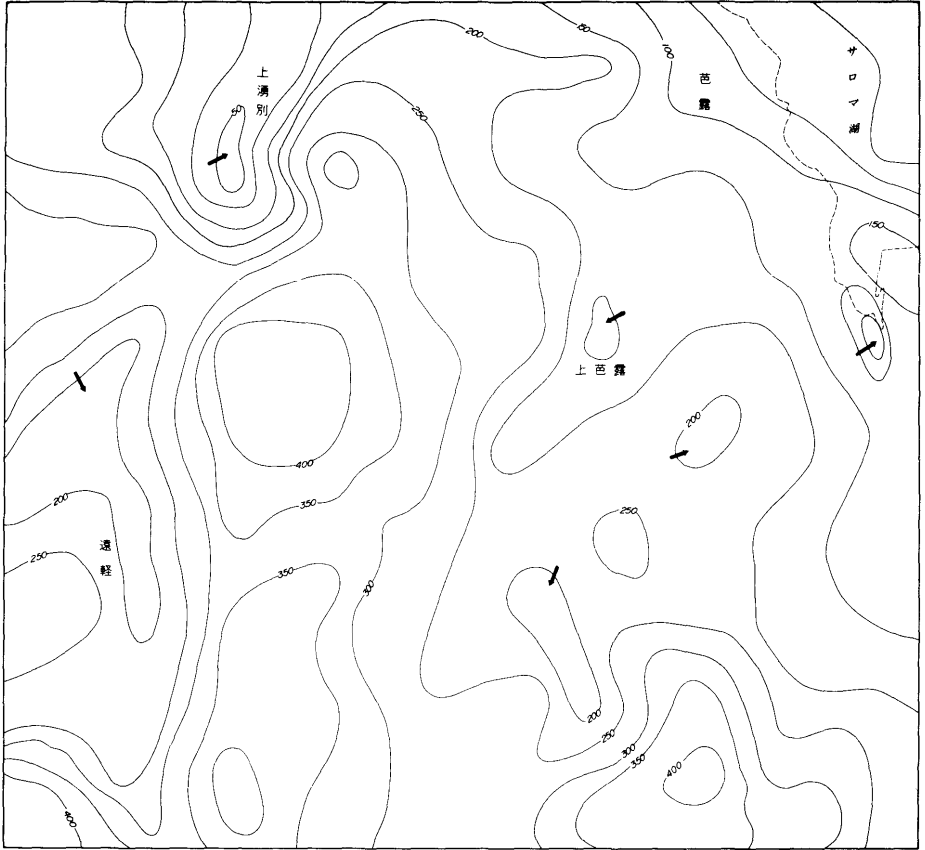
地質図幅「遠軽」は北海道開発庁の委託によって調査されたもので、野外調査は昭和58年から昭和60年にかけて実施された。野外調査に当たっては、中生界および古第三系分布地域を主として田近が、新第三系分布地域を主として八幡が担当した。説明書の取りまとめにあたっては、新第三系については八幡が、その他については田近が分担した。

調査研究にあたっては、放散虫化石について北海道大学の岩田圭示博士に御教示いただいた。山口大学理学部君波和雄助教授、香川大学教育学部木村学助教授、北海道大学理学部新井田清信博士、並びに愛媛大学理学部の榊原正幸博士には常呂帯の地質について御教示、御討論いただいた。元当所主任研究員の高橋功二博士（現、和光技研㈱）には本地域東部の一部の調査を分担していただいた。本調査に用いられた岩石薄片は当所の戸間替修一氏の作製によるものである。以上の方々に厚くお礼申し上げる次第である。

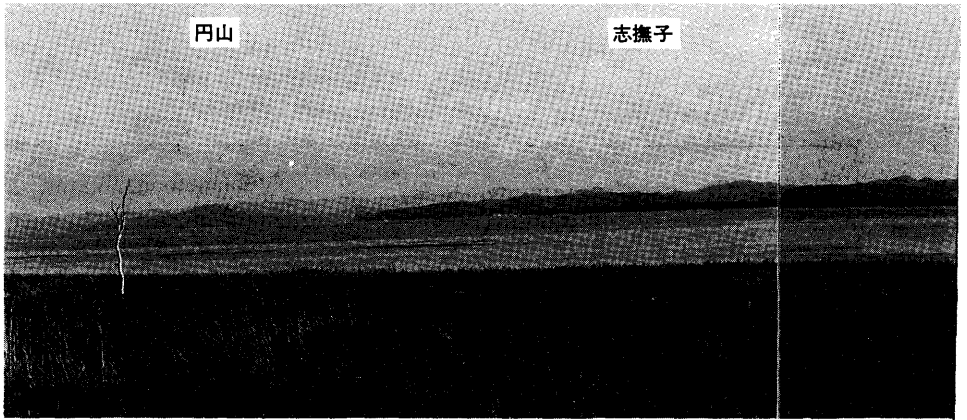
I. 地 形

「遠軽」図幅地域は、北海道北東部の東経143°30′—143°45′、北緯44°00′—44°10′の範囲にある。地形概要図及び接峰面図をそれぞれ第1図と第2図に示す。

この地域は、北見山地がオホーツク海に向かって次第に高度を下げて行く部分あたり、起伏の少ない山地および丘陵地がその大半を占める。北東部には、オホーツク海の手跡湖であるサロマ湖の一部が含まれる。西部にはオホーツク海に向かって北へ流れる湧別川とその支流があり、東部では芭露川、計呂地川、志撫子川などの中小河川がサロマ湖に注いでいる。この二つの水系の境には、



第2図 接峰面図.



第3図 サロマ湖三里浜より対岸の「遠軽」図幅地域南部を遠望。
左側の小山が計呂地円山，右側が芭露付近。

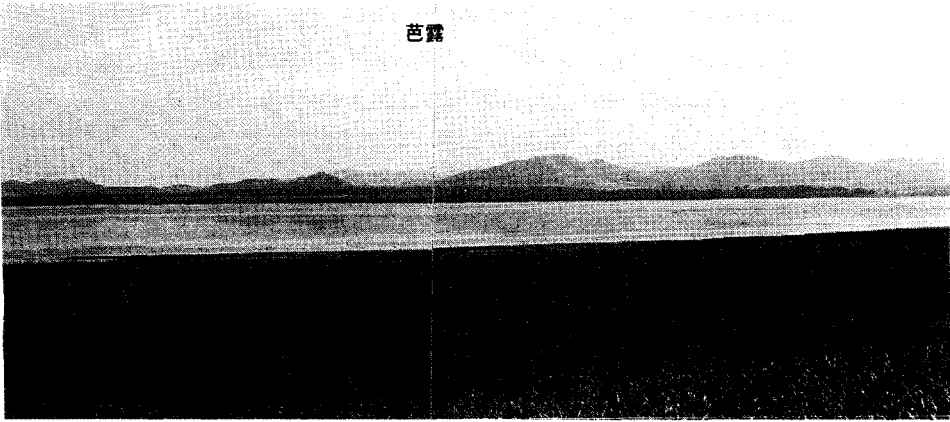
標高300～400mの小起伏山地が南北に分布し、南隣「生田原」^{いくたわら}図幅地域を流れる
^{きろまべつ}佐呂間別川との分水界にあたる計露岳^{けろ}（標高408m）を中心とする山地とともに
 本地域の山地の骨格になっている。湧別川とその支流に沿いには比較的幅の広
 い扇状地性の河岸段丘と沖積低地からなる谷底平野（湧別川低地）が発達し、
 西隣の「丸瀬布北部」地域からつづく丘陵～山地との境をなしている。サロマ
 湖に注ぐ河川の流域は標高100～300mの起伏の比較的大きな丘陵地となっており、
 河口部や河川沿いに小規模な沖積低地と段丘が分布する（第3図）。

I. 1 山地と丘陵

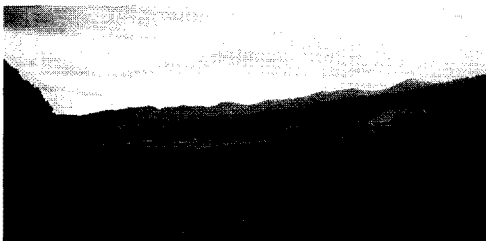
本地域の大部分は山地及び丘陵によって占められており、構成する地質を反映した地形の特徴を持っている。

湧別川低地の東側に発達する山地は、サロマ湖岸に向かって緩やかな丘陵地に移り変わっている。これらの山地や丘陵は、ほぼ南—北から北東—南西方向の直線の稜線で特徴づけられ、谷の方向もこれに平行なものが多い。同様な特徴は上湧別北西方の湧別川左岸の丘陵にも認められる。これらは、この地域に分布する砂岩泥岩互層を主とする上部白亜系～古第三系湧別層群の地質構造に

芭露



調和的である。一般に、これらの地域を流れる中小河川をつくる河谷は東側が急で、西側が緩やかな非対称谷であることが多い(第4図)。砂泥互層を主とする山地の山腹斜面には、しばしば岩盤クリープが認められるが、大規模な地すべり地形は少なく、規模は延長幅ともに数100m以下である。なお、活断層研究会(1980、1991)の活断層分布図には、上芭露西方の丘陵の山腹斜面に活断層の疑いのあるリニアメント(確実度III、長さ4 km、方向NNE、判定基準=鞍部の連続)が図示されている。露出が悪く詳細は不明であるが、この鞍部は湧別層群の薄層理砂岩泥岩互層からなり、鞍部の東側の高まりはNNE方向に連続する塊状~含礫砂岩から成っている。



第4図 西芭露付近の河谷
東側斜面(左)が急で、西側斜面は緩やかである。

遠軽南方、遠軽東方の^{やよい}弥生付近、およびその対岸の^{かいせい}開盛一南の沢付近には、広い山頂平坦面と平滑な山腹斜面で特徴づけられる台地状の小起伏山地が発達する。これらの山頂部は新第三系の安山岩及び玄武岩の溶岩からなっている。特に弥生や開盛～南ノ沢の山塊は、溶岩の下に湧別層群の砂岩泥岩が分布する“キャップロック”状の構造となっており山腹斜面には延長1kmにも達する大きな地すべり地形や開析された地すべり地形とみられる緩斜面が多数発達する。なお、地質図には明瞭な地すべり地形を示し延長500m以上のもののみを地すべり堆積物として表現し、地すべり地形の不明瞭なものについては崖錐と区別が難しいので崖錐堆積物に一括した。

遠軽市街の西方には、丸みを帯びた稜線をもつ起伏の小さな丘陵が広がっている。これらは、ほぼ新第三系の分布域に相当する。「遠軽」の地名の起源となった「^{がんぼういわ}瞰望岩（インカルシ・見張りをする所）」は、この丘陵が湧別川低地に突き出したところに位置している（第5図）。この周辺は主として軟質な軽石質凝灰岩からなっており、湧別川の側刻によって比較的硬い安山岩質火山角礫岩から成る瞰望岩の部分だけが取り残されたものとみられる。



第5図 瞰望岩の近景。

I. 2 段丘と低地

河岸段丘は湧別川とその支流、及びサロマ湖に注ぐ^{けろち}計呂地川、^{ばろ}芭露川、^{しぶ}志撫子川とその支流沿いに発達し、本図幅ではこれを比高15～40mの t_1 面、同じく15m～10mの t_2 面、及び10m以下の t_3 面に区分した。 t_1 面は一般に後背山地の脚部との境界が不明瞭な、緩斜面である。以上の段丘面はWako(1962)によるTerrace II、III、およびIVにはほぼ対応するものとみられる。Wako (1962)によればTerrace

IVは最終氷期の垂氷期に形成されたという。なお、向遠軽タチカルシュナイ遺跡（前～後期白滝文化：吉崎、1973）は t_1 面上にある。

河岸段丘が最も広く分布するのは湧別川流域（第6図）で、段丘面の多くは開析した扇状地面とみられる。 t_1 面は、西隣の「丸瀬布北部」図幅地域で東へ流れてきた湧別川が北へ方向を転じ河谷が広がる遠軽町野上付近^{のがみ}で最も広く発達する。この付近の t_1 面の生田原川側の側崖は極めて不明瞭で、 t_1 面は等しい等高線間隔を保ちながら t_2 面へと移っている。 t_3 面は、開盛付近の河谷の狭あい部より上流では河道にそった比較的狭い平坦面を形成しているが、開盛付近から下流では明瞭な半同心円状の等高線間隔をもつ扇状地状の地形面となっている。これには東の山地から流れてくる中土場川^{なかとば}などの小規模な扇状地が重なっている。 t_3 面には、しばしば「名残川」とみられる小河川が発達し、開析のあまり進んでいない上湧別付近では網状流路の痕跡が認められる。現河道の周辺には河川改修以前の旧河道跡がみられる。改修以前にはこの旧河道や名残川の周辺で水害が多かった。

接峰面図（第2図）を見ると湧別川低地（第1図）は上湧別付近と遠軽付近の二つの部分からなる明瞭な凹地となっている。遠軽付近の湧別川低地の延びの方向（南北）は新第三紀中新世末の湖沼性堆積盆地の延びの方向（八幡・西戸、1990）にはほぼ一致しておりこの南の生田原周辺の盆地とともにかなり早い時期から地形的な盆地として存在していたものだろう。

サロマ湖の西方には標高5m～40mの広い海成段丘が発達している。これらは段丘面がオホーツク海側に傾斜しており段丘崖が不明瞭であるが、およそ標高40m～15m（ t_1 面）、10数m～5m（ t_2 面）の二つの面に区分される。遠藤・上杉



第6図
湧別川低地と遠軽東方の小起伏山地。

(1972) はサロマ湖東岸の岐阜台地付近の段丘を標高20~35mの中位段丘と10~15mの低位段丘に区分した。それによれば、中位段丘は阪口(1959)の築別面、低位段丘は同じく苫前面に相当し、前者はRiss-Würm期、後者はWürm氷期に形成されたものとされている。本地域における t_1 面、 t_2 面はそれぞれ遠藤・上杉(1972)の中位段丘、および低位段丘に相当するものとみられる。

サロマ湖周辺の沖積低地は、芭露川、志撫子川、および計呂地川の河口周辺に発達している。各河川の現河口部は小規模な鳥趾状三角州となっており、河口の両側には湖岸湿地が発達している。また、円山の西には小規模な砂嘴が形成され、内湾には湿地が形成されつつある。芭露付近の湖岸線は全体として円弧状の形態をとっており、それに沿って標高5m前後の浜堤が発達する。おそらく、芭露付近の低地は円弧状三角州として形成されたものであろう。現在の河口は鳥趾状であり、芭露川の堆積作用が一定であると仮定すると円弧状三角州の形成された時期は現在よりも波浪や沿岸流の影響の強い状態にあったと想像される。サロマ湖はB.P.5000~6000年前後の縄文時代前期にはオホーツク海に開いた内湾的な環境だったと考えられている(古サロマ湾時代; 大島, 1971)。佐呂間湖東岸では、標高5m前後および3m前後の浜堤とそれに対応する湖岸段丘の発達が報告され、完新世における少なくとも2回の高海(湖)水準期の存在の地形的な証拠と考えられている(中井, 1987)。芭露付近の浜堤の形成は、それらのうちの早いステージ(B.P.6000年前後あるいは4000年前後)に対応するものであろう。

なお、丘陵がサロマ湖に直接落ち込んでいる月見ヶ浜や円山の湖岸には小規模なベンチができています。

II. 地質概説

「遠軽」図幅地域は、北海道東北部のオホーツク海沿岸地方に位置し、北海道中生界の地質構造区分では常呂帯(広義)に属し、新第三紀のいわゆる北見グリンタフの分布地域を含む(第7図)。

本図幅地域を構成する地質系統は、中生界および古第三系を主体とし、新第三系・第四系を伴う(第1表)。中生界および古第三系には、かつてはジュラ系、

最近では白亜系として扱われてきた上部白亜系～古第三系湧別層群と、ジュラ系(?)～白亜系の仁頃層群がある。湧別層群は主として図幅の中央から東部にかけて広く分布し、仁頃層群は東南隅にわずかに分布する。新第三系は中～上部中新統の堆積岩類・火山岩類からなり、主として図幅の西側に分布する(第7図)。

仁頃層群は緑色岩類・チャート・石灰岩・砂岩・泥岩などからなる。各岩相から産出する放散虫化石は、ジュラ紀後期から白亜紀後期にいたる様々な時代をしめすが、その多くは異地性の外来岩体とみられ、碎屑岩の堆積時代は白亜紀後期まで上がるものとみられる。本地域では断層に挟まれてわずかに分布するに過ぎない。

湧別層群は砂岩・泥岩のタービグイト互層を主とし、礫岩・酸性凝灰岩・緑色泥岩・赤色泥岩をともなう。見かけ上、東上位の同斜状構造を示し、全体として上方にむかって細粒(薄層)から粗粒(厚層)へと変化する様々なオーダーの“堆積”サイクルをしめす。本層群は、西から熊ノ沢層、向遠軽層、豊里層、安国層、旭野層、上芭露層、大成層、瑞穂層、若佐層および中園層の10岩相ユニットに区分される。

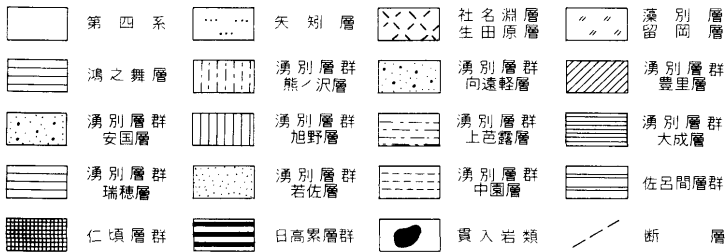
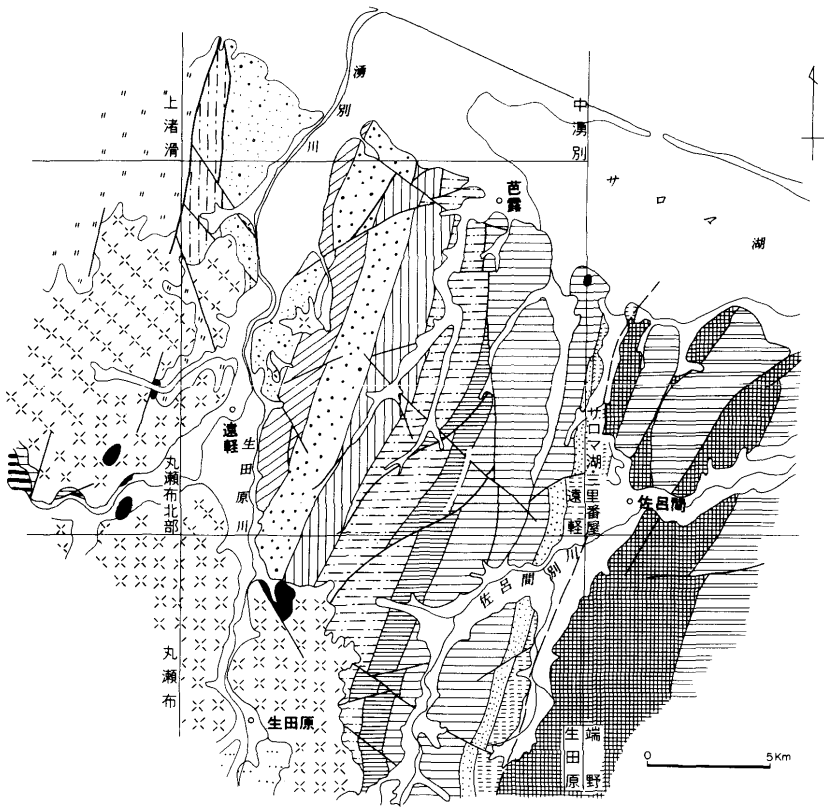
熊ノ沢層は主として暗灰色泥岩と薄層理砂岩泥岩互層からなり、厚層理砂岩泥岩互層や酸性凝灰岩の薄層を伴う。泥岩から白亜紀後期～古第三紀型の放散虫化石を産出する。

向遠軽層は主として、塊状砂岩・厚層理互層・含礫砂岩からなり、薄層理互層・礫岩を伴う。砂岩は炭質物に富む。化石の産出はない。

豊里層は薄層理互層・厚層理互層を主とし、塊状砂岩・泥岩・酸性凝灰岩・緑色泥岩・赤色泥岩・スランプ層を伴う。赤色泥岩・緑色泥岩の下底には層理に準平行な断層が発達し、メランジェ様の産状を呈する。赤色泥岩・緑色泥岩から古第三紀晩新世前期の放散虫化石が産出する。

安国層は主として、塊状砂岩・厚層理互層からなり、含礫砂岩・礫岩・薄層理互層・緑色泥岩・赤色泥岩・スランプ層を伴う。緑色泥岩の一部から後期白亜紀～古第三紀型の放散虫化石が産出する。

旭野層は主として薄層理～厚層理砂岩泥岩互層からなり、含礫砂岩・塊状砂岩・泥岩・緑色泥岩・赤色泥岩・スランプ層を伴う。赤色泥岩・緑色泥岩の一



第7図 「遠軽」 図幅地域および周辺の地質概略図。
 黒田・寺岡(1964), 山田ほか(1963), 八幡ほか(1988)および常呂帯研究グループ(1984)などから編図。

部の下底には、層理に準平行な断層が発達する。緑色泥岩からは古第三紀晩新世前期の放散虫化石を産出する。

上芭露層は薄層理～厚層理砂岩泥岩互層を主体とし、塊状砂岩・含礫砂岩・礫岩・暗灰色泥岩および緑色泥岩を伴う。暗灰色泥岩から後期白亜紀～古第三紀の放散虫化石を産出する。

大成層は主として泥岩と薄層理砂岩泥岩互層からなり、赤色泥岩・緑色泥岩・含礫砂岩を伴う。薄層理互層や泥岩中にはしばしばスランプ層が見られる。赤色泥岩の下底には層理に準平行な断層が発達する。赤色泥岩・緑色泥岩・暗灰色泥岩からは後期白亜紀マストリヒチアン（あるいはカンパニアン）～古第三紀晩新世前期（？）の放散虫化石を産出する。

瑞穂層は単調な薄層理砂岩泥岩互層を主体とし、部分的に厚層理互層、塊状砂岩、含礫砂岩および酸性凝灰岩をとまなう。湧別層群の岩相ユニットのなかで最も幅広い分布をしめす。本地域では泥岩から後期白亜紀～古第三紀の放散虫化石が産出する。本図幅地域南方の「生田原」図幅地域では緑色泥岩から後期白亜紀マストリヒチアン（あるいはカンパニアン）の放散虫化石と酸性凝灰岩の黒雲母から $58.5 \pm 1.3\text{Ma}$ （晩新世後期）のK-Ar年代が報告されている（君波ほか、1990）。

若佐層は含礫砂岩・塊状砂岩・厚層理砂岩泥岩互層などの粗粒堆積物を主体とし、薄層理互層・スランプ層を伴う。化石は発見されていない。

中園層は主として薄層理砂岩泥岩互層からなり、砂岩や暗灰色～黒色の泥岩を伴う。後期白亜紀～古第三紀の放散虫化石を産出する。

以上述べた中生界および古第三系は、その岩相・地質構造・変成作用などから、白亜紀後期～古第三紀前期におけるクラライザナギプレート（あるいは古千島弧）前縁に形成された付加体と考えられている（木村、1985；榊原ほか、1986；紺谷ほか、1986；新井田・紀藤、1986；田近、1988；君波、1989；など）。それらによれば、仁頃層群を構成する緑色岩類・チャート・石灰岩などの海洋性の岩石は遥か低緯度地方で形成され北米プレートの前縁に付加されたものである。また、湧別層群は付加された海溝外側斜面～海溝底堆積物や海溝陸側斜面海盆の堆積物と考えられる。

新第三系は、中～上部中新世の火山噴出物および湖沼性堆積物からなり、下

位より藻別層^{もべつ}、留岡層^{とめおか}、および社名淵層^{しやなふち}に区分される。これらの分布の主体は本図幅地域西方の「丸瀬布北部」図幅地域にあり、本図幅地域の新第三系はその東縁部にあたる。これらは下位の中生界～古第三系を不整合におおい、各層は互いに不整合関係にある。他に、貫入岩類として玄武岩・石英安山岩・流紋岩がある。

藻別層は陸域で噴火・堆積した酸性火山噴出物より構成され、「丸瀬布北部」図幅地域では5部層に区分されている。本地域に分布するのはそのうち、最上部のシブノツナイ火砕岩部層で、流紋岩質～石英安山岩質の軽石凝灰岩・粗粒凝灰岩よりなる。藻別層の地質時代は、K-Ar年代(11.8±0.6Ma；八幡・西戸、1989)やF-T年代(12.0Ma；興水・金、1987)から中期中新世末と考えられる。

留岡層は、主として玄武岩質の火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩などの火砕岩よりなり、泥岩層を介在する。本層は湧別層群を不整合に覆い、社名淵層に不整合におおわれる。本層のK-Ar年代は8.7±0.7Maを示し(八幡・西戸、1989)、藻別層上部層相当の地層、またはその上位層と考えられる。

社名淵層は、「丸瀬布北部」図幅地域で上部・中部・下部の3部層に区分されるが、本地域に分布するのは中部および下部層にあたる。中部層を構成するのは基底砂岩礫岩、酸性の火砕岩層(若松火砕岩)、玄武岩質火砕岩(隠沢玄武岩)、および安山岩質火砕岩(栄野安山岩)である。これらは浅い水域で堆積したものと推定される。上部層は谷本川火砕岩・三沢川流紋岩・南ノ沢玄武岩・背谷^{せだに}牛山安山岩^{うしやま}からなり、主として陸域で噴火・堆積した火山岩から構成される。本層は湧別層群、藻別層、および留岡層を不整合におおう。7.3±0.4Ma(隠沢玄武岩)および7.2±0.4Ma(背谷牛山安山岩)のK-Ar年代が報告されており(八幡・西戸、1989)、後期中新世の堆積物と考えられる。

以上の新第三系は中期中新世から後期中新世にかけて、陸域または湖盆において進行した火山活動の産物である。火山活動は初～中期に流紋岩と玄武岩からなるバイモーダルな活動であるが、後期には安山岩の活動も認められる。

第四系はサロマ湖岸や各河川沿いに発達する海岸段丘堆積物・河岸段丘堆積物、沖積層、および山地や丘陵の地すべり堆積物や崖錐堆積物である。

III. 中生界および古第三系

「遠軽」図幅地域に分布する中生界・古第三系は、かつてジュラ系と考えられていた湧別層群および仁頃層群である。これらは、佐呂間層群とともに北海道の中生界の地体区分では常呂帯（広義）に属す（君波ほか、1985、1986）。なお湧別層群の帰属については日高層群とともに、日高帯とする区分（例えば Kiminami and Kontani, 1979、小松、1985）、日高帯南部の中の川層群と一括し、湧別—中の川帯とする区分（木村、1985）、湧別層群分布域のみを湧別帯とする区分（田近、1989）などがある。

遠軽地域および周辺の中生界・古第三系については、古くは神保（1892）によって「古生層」（仁頃層群）が、岡村（1913）によって「中生層」（湧別層群および佐呂間層群）がそれぞれ、地質図に示された。高橋ほか（1936）、高橋・松田（1936）は「中生層」を具体的に記載し、「湧別層」と「輝緑凝灰岩層」（仁頃層群）との境界の断層を確認した。

1960年代から周辺地域の5万分の1地質図幅調査が進展し、特に「生田原」（山田ほか、1963）、「サロマ湖及び三里番屋」（黒田・寺岡、1964）などの研究により常呂帯の中生界の知識は増大した。これらの調査研究及びそれを総括した寺岡ほか（1962；1973）は、湧別層群がこの地域の中生界の最下部をなすもので、仁頃層群、佐呂間層群は順次整合に累重するとし、仁頃層群石灰岩産の鳥ノ巣型化石や佐呂間層群からの *Buchia* spp. の産出などから、これらの時代をジュラ紀とした。Kiminami and Kontani (1979)、Kontani and Kiminami (1980)、及び君波・紺谷（1983）は、湧別層群・佐呂間層群の砂岩組成・古流系の検討を行い、これらを東方に推定される島弧の前弧海盆堆積物と考えた（Kiminami and Kontani, 1983）。これとは別に、木村（1980）は、砂岩層を鍵層として、南北性の軸を持ついくつかのオーダーの褶曲を推定し、湧別層群と佐呂間層群は同一で、仁頃層群の上位に重なるものとした。

1980年代にはいり、それまで全く化石の報告のなかった湧別層群から白亜紀型の放散虫化石が産出し（君波ほか、1983；Iwata and Tajika, 1986）、湧別層群と仁頃層群との整合説は否定された。更に、木村（1985）は湧別層群を白亜紀の付加体と見なした。紺谷ほか（1986）、田近（1988）は湧別層群を東傾斜

の覆瓦状構造をとるものと解釈し、その少なくとも一部が白亜紀末の海洋プレート
の東向き沈み込みに伴う海溝付加体であると考えた。最近、岩田（1989）
は本地域内の湧別層群中の放散虫化石を再検討し、これらの中に古第三紀晩新
世の放散虫化石が含まれることを明かにした。また、君波ほか（1990）は「生
田原」図幅地域の湧別層群の凝灰岩から晩新世を示すK-Ar年代を報告している。
Iwata and Tajika（1986）、田近（1988）は、湧別層群を上部白亜系としたが、
これらのことから本報告では、上部白亜系～古第三系として記述した。

一方、佐呂間層群・仁頃層群については常呂帯研究グループ（1984）による
佐呂間層群基底の不整合の発見以降、岩石構成とテクトニクス（Niida et al.,
1981; Bamba, 1984; 榊原ほか、1986）、放散虫化石による年代の検討（中世古ほ
か、1988；田近・岩田、1987；秋山ほか、1990；榊原ほか、準備中）、さらに仁
頃層群からの低温高压変成作用の発見（Sakakibara, 1986；榊原、1989）など
多くの研究が行われている。

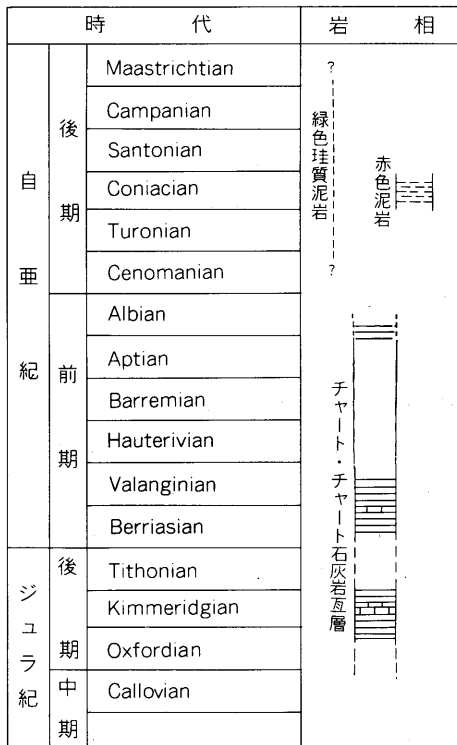
このように、常呂帯の「中生界」についての研究は1980年代以降、急速に進
んだ。しかし同時にいくつかの問題も提起され、地質構造、層序区分および詳
細な年代については未解決な点がある。これらの問題の解決には、今後詳しい
野外調査による地質構造の解析はもちろんであるが、微化石や放射年代を含め
た、より詳細で精度の高い年代決定が必要である。

III. 1 仁頃層群

寺岡ほか（1962）、山田ほか（1963）による命名、常呂帯研究グループ（1984）
の再定義による。仁頃層群は玄武岩質溶岩類と火山砕屑性堆積岩類を主とし、
チャート・石灰岩・酸性凝灰岩とそれらを“礫”として含む砕屑岩を伴う。こ
れらは、沸石相から、ブドウ石ーパンペリー石相、アルカリ輝石ー緑泥石相、
パンペリー石ーアクチノ閃石相までの変成作用を受けている（Sakakibara, 1986）。
隣接する「サロマ湖」、「端野」、「生田原」の各図幅地域に広く分布する。「遠軽」
図幅地域では、南東隅の部分に段丘堆積物に覆われてわずかにその分布が推定
されるのみである。この南側に位置する佐呂間町富丘の露頭での観察では、こ
の仁頃層群は赤色チャート岩塊を挟む破碎した緑色岩類を主としている。

仁頃層群は、上部白亜系～古第三系晩新統（岡村・木村、1989；秋山ほか、

1990) の佐呂間層群に不整合に覆われ (常呂帯研究グループ、1984)、湧別層群とは断層で接する (サロマ断層: 高橋・松田、1936; Kiminami and Kontani, 1979)。隣接地域での研究によれば、仁頃層群のチャートやチャート石灰岩互層からは、ジュラ紀新世のオックスフォードアン上部からキンメリッジアンないしチトニアン (一部は中世のカロビアン?)、および前期白亜紀ペリアシアンからバランジニアン (一部はアップチアンまで?) の放散虫化石群集が報告されている (岩田ほか、1983; 君波ほか、1983; 中世古ほか、1987; 榊原ほか準備中)。また、緑色珪質泥岩からは、後期白亜紀 (詳細な年代は不明) の放散虫化石 (田近・岩田、1987)、赤色泥岩からは同じく、コニアシアン の群集が発見されている (榊原ほか、準備中)。以上の点から仁頃層群を構成する各岩相の堆積時代はジ



第 8 図
仁頃層群の岩相と地質時代の関係。
出典は本文参照。

ジュラ紀末～白亜紀後期で、特に碎屑岩の堆積時代の上限は白亜紀後期（少なくとも、コニアシアン）まで上がるものとみられる（第8図）。

なお、本図幅に示した仁頃層群の分布は、「生田原」図幅（山田ほか、1963）や、「サロマ湖及び三里番屋」図幅（黒田・寺岡、1964）に示された仁頃層群輝緑凝灰岩の本体の分布とは、仁頃層群の砂岩・頁岩とされた地層の間に挟んで、かなり離れて孤立した分布を示す。両者の間の砂岩・頁岩は現在では佐呂間層群と考えられている（常呂帯研究グループ、1984）ことから本地域の仁頃層群は、仁頃層群分布域と湧別層群分布域との間の断層群に挟まれた小規模なスライス状岩体である可能性が高い。

III. 2 湧別層群

高橋ほか（1936）、高橋・松田（1936）の命名による「湧別層」に相当し、橋本亘（1958）の再定義による。湧別層群はNNE-SSWからN-Sの一般走向を示すタービダイト性の砂岩・泥岩を主とし、礫岩、酸性凝灰岩、および赤色泥岩・緑色泥岩を伴う。この地層は佐呂間湖南東岸から留辺蘂にいたる東西幅約25km、南北約40kmの地帯に分布し、本地域の中央から東部の大部分はこの地層の分布によって占められる。ジュラ系～上部白亜系の仁頃層群とは断層で接すると考えられる（高橋・松田、1936；Kiminami and Kontani, 1979）。

この図幅ではこれを見掛け上、下位より、熊ノ沢層（新称）、向遠軽層（新称）、豊里層、安国層、旭野層、上芭露層、大成層、瑞穂層、若佐層、および中園層の10「累層」に区分して記述する。

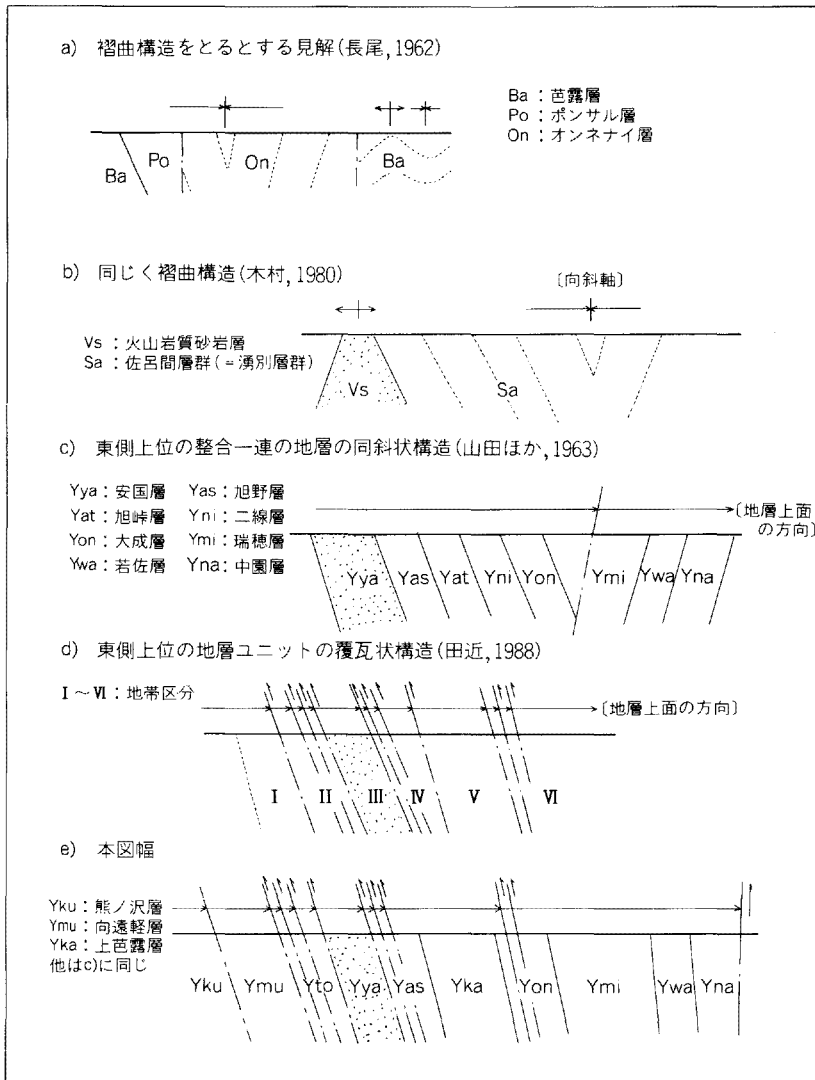
III. 2. 1 層序についての考え方

湧別層群の分布域の露頭条件は極めてわるいこと、またこれらが急立した構造をもつ単調な砂岩泥岩互層を主体としているため、その層序については、地質構造の解釈の違いによって様々な異論がある（第9図）。

高橋・松田（1936）、長尾（1962）は湧別層群が数100m～数kmの波長の閉じた褶曲構造をとると考えた。高橋・松田（1936）は具体的な層序は示さなかったが、長尾（1962）は本地域北隣の「上湧別」図幅地域で、下位より芭露層、ポンサル層およびオンネナイ層の3累層に区分した（第9図a）。これと類似した見解は木村（1980）も示している（第9図b）。これは湧別層群（佐呂間層群に

一括している)が、分布域の中央部でNNE-SSW性の軸を持つ同斜構造をとるとするものである。この見解では、本地域の中央東部付近に湧別層群の最上部の地層が分布することになる。一方、本地域南隣の「生田原」図幅地域を検討した山田ほか(1963)や、寺岡ほか(1973)は、一部転倒構造や小褶曲はあるものの全体としては、整合一連の地層が東上位の同斜状構造をとるとして、安国層から中園層に至る8累層に区分した(第9図c)。この見解はKiminami and Kontani (1979)、君波ほか(1983)など多くの研究者に受け入れられた。Iwata and Tajika (1986)も、この立場から、本地域南部で安国層の下位に豊里層を認めている。

詳細な野外調査によれば、湧別層群は、局部的に数m~数10mオーダーの波長を持つ閉じた小褶曲を含むものの、全体としてタービダイトの堆積構造は東に向かって正順位を示し、見掛け上、同斜状構造を示す。しかし詳しくみると、層面に平行な断層を介して、下位より赤色泥岩⇔緑色泥岩→タービダイトが繰り返して分布するという規則性がある(紺谷ほか、1986; 田近、1988)。また東側の大成層の放散虫化石群集が見掛けの下位にあたる旭野層や豊里層の群集よりも古いらしいこと(田近、1988)などから、少なくとも湧別層群の東半部(見掛けの下半部)は、東側上位の地層層序ユニットが走向性断層によって繰り返す覆互状構造をとる可能性が強い(紺谷ほか、1986; 榊原ほか、1986; 田近、1988)(第9図d)。本図幅は基本的にこのような立場で記述しているが、層序の確立については以下のような難点がある。i) 湧別層群を構成する最も主要な岩相であるタービダイトおよび粗粒岩相からは、ほとんど時代決定に有効な微化石の産出がない。ii) 湧別層群が属するとみられる白亜紀最末期から古第三紀晩新世の、特に中緯度~ポリアル地方での放散虫化石年代のスタンダードが十分確立していないため相互の対比が難しい。加えて、iii) 露頭条件が悪いことなどである。このようなことから、現状では厳密に層序を再構成して示すことは難しい。そこで本図幅では湧別層群を構成する各岩相を説明し、それらの見掛け上の層序を記述することにする。したがって、本層群で用いる「(累)層」という呼称は、厳密な意味での層序区分ではなく、岩相ユニットに対する呼称であり、同一の地層や、あるいは異なった時代の地層の構造的な複合体を含んでいる可能性がある。

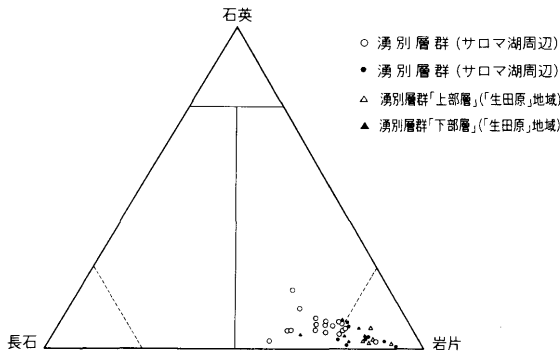


第9図 湧別層群の地質構造に関する様々な説.

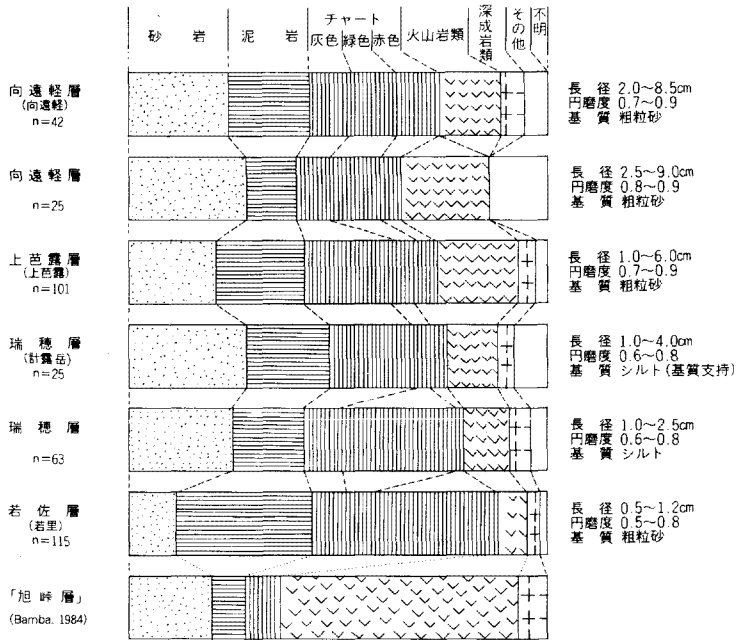
III. 2. 2 岩相の記載と岩相の組合せ

湧別層群は砂岩・暗灰色泥岩の互層を主とし、礫岩・赤色～緑色泥岩・凝灰岩を伴う。砂岩は暗灰色～緑色を呈する石質ワックである。岩片としては安山岩質の火山岩・凝灰岩が多く、碎屑粒子の70vol.%以上を占める（第10図：Kontani and Kiminami, 1980）。礫岩・含礫砂岩の礫は垂円形～円形を呈する細礫～中礫で、砂岩泥岩の他にチャート・安山岩・玄武岩・深成岩類などからなる（第11図）。

礫岩、砂岩および泥岩は様々な量比で互層しており、i) 級化層理の発達する場合が多い、ii) 完全ないし不完全なBoumaシークエンス（Bouma, 1962）が認められる、iii) 砂岩・含礫砂岩・礫岩には泥岩や互層のリップアップクラスト（「剥ぎとり岩片」；rip-up clast）が含まれる、iv) 砂岩単層の基底はシャープなものが多い、v) 含礫砂岩・礫岩の基底には侵食構造が認められる、などの特徴を示す。これらの特徴は堆積物重力流(Middleton and Hampton, 1973)により形成された堆積物の特徴に一致する。したがって、これらの碎屑岩類の大部分はタービダイトとそれに伴う粗粒碎屑物と考えられる。露頭レベルでの岩相の分類として、これらをi) 礫岩、ii) 含礫砂岩、iii) 塊状砂岩、iv) 厚層理砂岩泥岩互層、V) 薄層理砂岩泥岩互層、vi) 泥岩、vii) スランプ相、の7つの岩相に区分した。また、赤色～緑色の細粒堆積岩類・凝灰岩については、viii) 緑色泥岩、ix) 赤色泥岩の2つの岩相に区分して記載する。

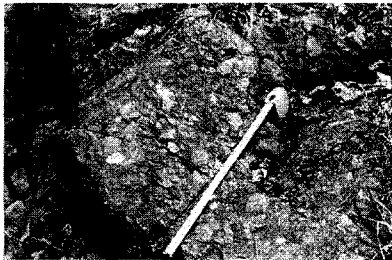


第10図
湧別層群の砂岩の碎屑物組成。
Kontani and Kiminami (1980)による。



第11図 湧別層群の礫岩の礫種構成。

i) 礫岩：厚さ0.5m~10数mの中礫岩で、上述の円礫~亜円礫の他に、亜角形を呈する緑色泥岩・砂岩・泥岩のリップアップクラストを含む(第12図)。基質は粗粒砂岩で、その量が少ないため礫やクラストは相接している。観察できる限りでは、基底面はシャープで、内部は塊状(massive)、上部で弱い級化構造を

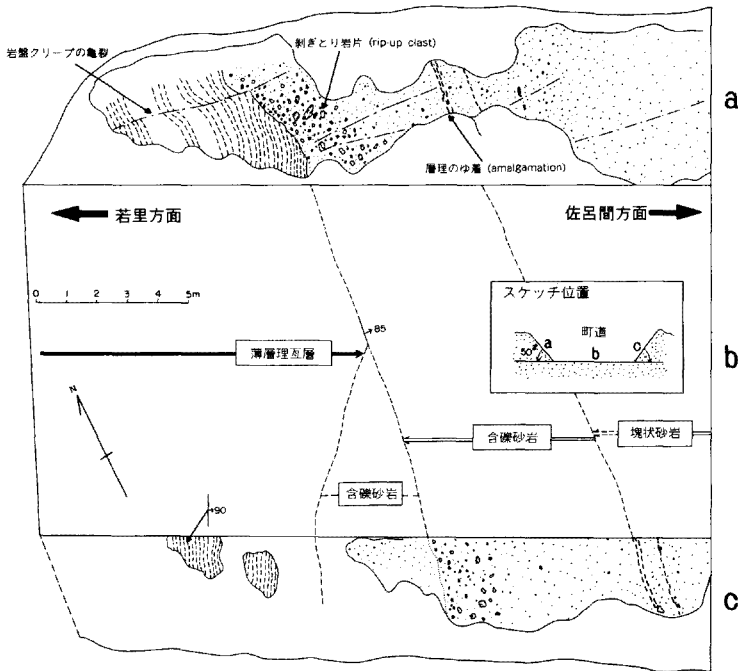


第12図 礫岩(向遠軽層)の産状、向遠軽、生田原川沿い、スケール50cm。

示すことがある。礫のインプリケーションは不明瞭である。Walker (1978)のClast-supported Conglomerateに相当する。

ii)含礫砂岩：厚さ1m以上で、10数mに及ぶ。淘汰不良の粗粒砂岩に細礫～中礫サイズの円礫～亜円礫と多量のリップアップクラストが散在する。基底は明瞭で、特に厚いもの(5m以上)では下位層を数m削りこんだ明瞭な侵食構造が観察できることがある(第13図)。礫が全体に散在する塊状(massive)の場合と、弱い級化構造を示す場合がある。Walker (1978)のPebbly Sandstoneに相当する。

iii)塊状砂岩：厚さ60cm～10m前後の塊状(massive)の中粒～粗粒砂岩で、まれに最上部に不明瞭な級化構造や平行葉理を示す。厚いものでは一般に層理の癒着(amalgamation)が認められる(第13図)。径数mm～数cmのリップアップク



第13図 含礫砂岩・塊状砂岩の産状(若佐層), 佐呂間町若里の町道切り割。

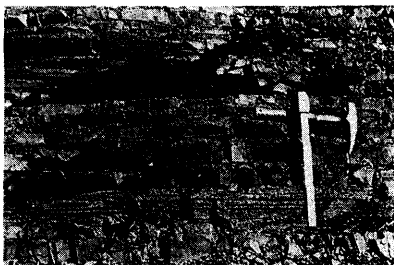
ラストが認められる場合がある。層理の癒着により下底が不明瞭な場合と、侵食面をもって互層の上位に発達する場合がある。ほぼWalker (1978)のMassive Sandstoneに相当する。

iv)厚層理砂岩泥岩互層：(以下厚層理互層と略記する)厚さ10cm~1mの砂岩層と1~3cmの泥岩層とからなる砂岩がち互層である(第14図)。砂岩は中粒で、BoumaシークエンスTadを示すものが多く、Ta-eも認められる。砂岩の下底面はシャープである。Walker and Mutti (1973)のProximal Turbiditesに相当する。

v)薄層理砂岩泥岩互層：(以下薄層理互層と略記する)厚さ20cm以下、普通5cm内外の砂岩層と数cm~10数cmの泥岩層からなる泥岩がち互層である(第15図)。砂岩は中粒~細粒で、平行葉理、斜交葉理がよく発達する。Tb-e、Tc-eタイプが最も多く、まれにTa-eも認められる。砂岩の下底面、一般に明瞭で、*Paleodictyon* sp. などの*Nerites*相の生痕が認められる。Kiminami and Kontani (1979)は、この岩相の一部に底層流による堆積物が含まれていることを指摘し



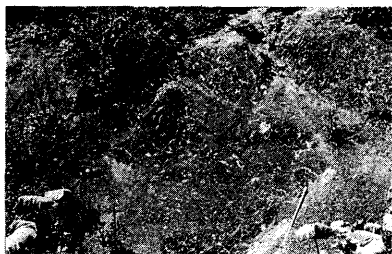
第14図
厚層理砂岩泥岩互層(瑞穂層)、
サロマ湖岸、月見ヶ浜。



第15図
薄層理砂岩泥岩互層(瑞穂層)、
サロマ湖岸、月見ヶ浜。
スケール30cm。

ている。大部分はWalker and Mutti (1973) のDistal Turbiditesに相当するものと考えられる。

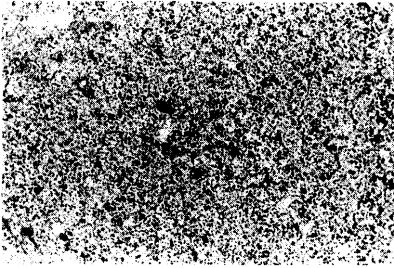
vi) **泥岩**：暗灰色のシルト岩～粘土岩質泥岩からなる。一般に片理はないが、露頭ではスレーキングしやすい性質をもつ (第16図)。厚さ3cm以下で水平的な連続性に欠ける細粒砂岩や、細粒砂による不明瞭な平行葉理や小規模な斜交葉理が認められることが多い。鏡下では、主として斜長石、石英などのシルトサイズの陸源碎屑粒子が普遍的に認められる。



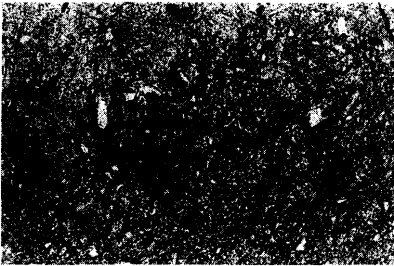
第16図 暗灰色泥岩 (大成層) の産状。
スケール1 m。志露峠東側。

vii) **スランプ相**：上述の薄層理互層や厚層理互層が、スランピングにより変形した岩相である。初生的な岩相の成層構造をほとんど残さない“含礫泥岩”状のものと、褶曲構造を示すものがある。前者は泥岩基質中に砂岩の亜角～不定形の礫 (径数cm～2 m) を乱雑に含むもので、厚さは普通5～10m、一部に150 mのものがある。後者は、普通10m以下の厚さである。

viii) **緑色泥岩**：暗緑色ないし淡緑色を呈する泥岩 (一部珪質) を主とし、細粒酸性凝灰岩および赤色泥岩としばしば薄互層をなす。緑色泥岩にはその鏡下の特徴から2つのタイプが認められる。第1のタイプ (G1タイプと呼ぶ) はシルトサイズ以上の陸源碎屑粒子をほとんど含まない珪質粘土岩で、鏡下で量比15～50%の放散虫化石を含む (第17図)。まれに $0.2 \times 0.02 \text{ mm}$ ～ $0.05 \times 0.01 \text{ mm}$ の長柱状斜長石が認められる。基質は 0.01 mm 以下の細粒珪質鉱物と粘土鉱物 (イライト) である。粘土鉱物には弱い定向配列が見られることがある。第2のタイプ (G2タイプと呼ぶ) は火山ガラス、陸源碎屑粒子、および放散虫化石が様々な量比で入り混じったシルト岩質泥岩である。一般に濁汰が不良で極細粒砂な



第17図
珪質粘土岩（含放散虫）の顕微鏡写真。
縦の長さ1.8mm。（平行ニコル）



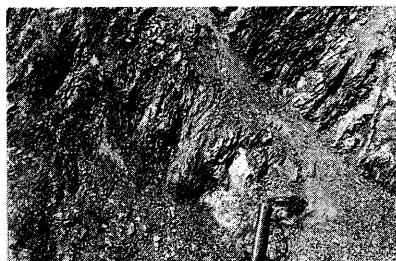
第18図
酸性凝灰岩の顕微鏡写真。
縦の長さ1.8mm。（平行ニコル）

いしシルトサイズの陸源碎屑粒子が数%～50%前後を占める。基質は細粒珪長質鉱物で、碎屑粒子の多い部分、放散虫化石の多い部分、さらに火山ガラスに富む部分が、mmオーダーでラミナを形成する場合がある。碎屑粒子は斜長石が多く、石英、オパサイト化した火山岩片、黒雲母を伴う。斜長石は自形長柱状あるいは短柱状でアルバイト双晶を示すものや、円磨され亜角形を呈するものが多い。酸性凝灰岩は濁汰の良い細粒火山ガラス破片を主とし、長柱状斜長石（長径0.1mm前後）、斜長石を含む火山ガラス片、および少量の黒色不透明鉱物を伴う（第18図）。しばしば長径0.1mm前後のフレック状黒雲母を含む。まれにやや不明瞭な平行ラミナが発達することがある。火山ガラスは径最大0.3mm、普通0.05mm前後で、一般に脱ハリ化し、微粒（0.01mm以下）の珪長質鉱物や淡緑色ないし無色の粘土鉱物に置換されている。なお酸性凝灰岩の薄層は砂岩泥岩互層中にも数cm～数10cmの厚さで、はさまれることがある。

ix) **赤色泥岩**：赤灰～茶灰色を呈する粘土岩（R1タイプ）およびシルト岩質～凝灰質泥岩（R2タイプ）からなる。R1タイプは一般に剪断作用を受け著しい

鱗片状のへき開が発達し、初生的な堆積状態を示さない(第19図)。まれに長径5~30cmのやや硬質の赤色粘土岩のブーディン(マンガン酸化物の皮殻をもつものもある)や団塊状ないし一部網状の二次的なマンガン酸化物が含まれる。鏡下観察によれば、赤色粘土岩はシルトサイズ以上の陸源碎屑粒子をほとんど含まない。まれに数vol.%の放散虫化石や径0.07~0.04mmの粘土鉱物化した火山ガラス片(?)が認められる。基質は塵状不透明鉱物(赤鉄鉱)、粘土鉱物(イライト)および微晶質の珪長質鉱物よりなる。

硬質でレンズ状を示す赤色粘土岩には径0.6~0.2mmの球顆状菱マンガン鉱(第20図)や、長径0.5mm前後、幅0.1mm程度の長柱状~くさび状の重晶石が密集して含まれる場合がある(第21図)。球顆状菱マンガン鉱は、中心部から放射状に配列した針状結晶からなり、粒子の周縁にはしばしば不透明鉱物が集中する。重晶石は、しばしば明瞭な十字双晶をしめす灰十字沸石(?)の仮像を示すことがある(第22図)。また、マンガン酸化物は菱マンガン鉱の球顆を交代したような0.5~5mmの球顆~楕円体状のバーネサイトの集合体を主としており、産状



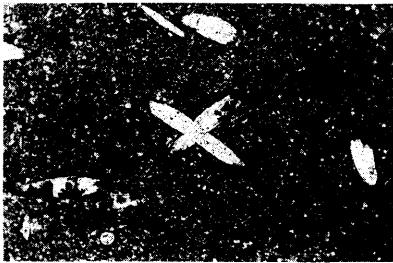
第19図
赤色泥岩(旭野層)の産状。
鱗片状へき開を示す。
西芭露、町道ぞい。



第20図
赤色泥岩中の菱マンガン鉱の
顕微鏡写真。
縦の長さ1.8mm。(直交ニコル)



第21図
重晶石・菱マンガン鉱の顕微鏡写真。
柱状鉱物が重晶石，放射状鉱物は菱
マンガン鉱。
縦の長さ1.8mm（直交ニコル）



第22図
赤色泥岩中の灰十字沸石（？）仮像
の顕微鏡写真。
縦の長さ1.8mm。

とその化学組成の特徴から熱水起源のものと考えられている(榊原ほか、1989)。R2タイプの赤色泥岩は上述のG2タイプの緑色泥岩と同様の組織を示すものである。赤色泥岩およびマンガン酸化物の化学分析値を第2表に示す。

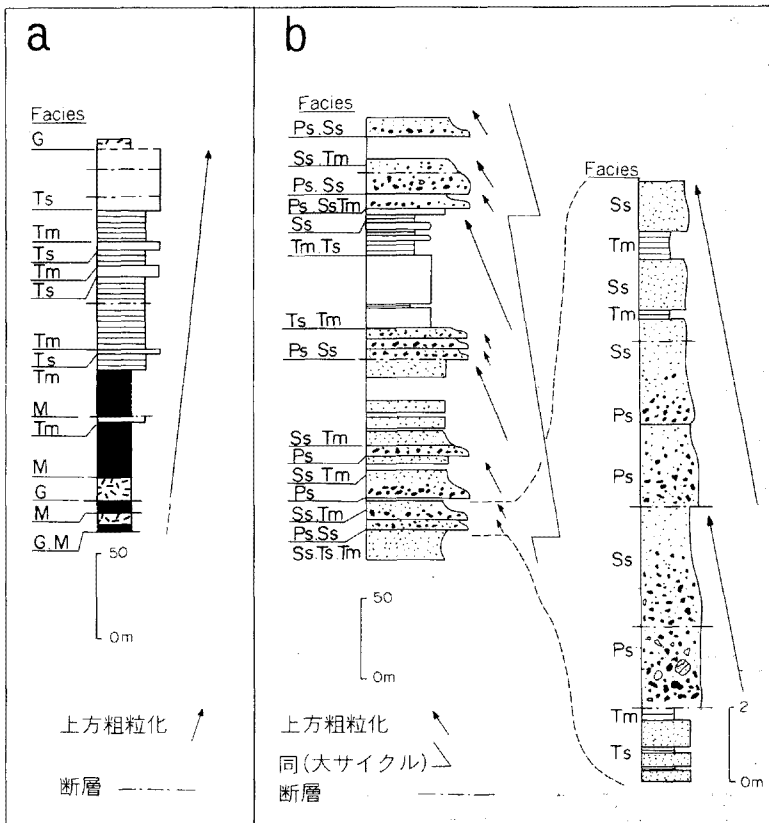
赤色泥岩のうちR1タイプのものについては、主要元素・鉱物組成などから大洋底～海溝近傍の遠洋性～半遠洋性堆積物(田近、1988)、あるいは海溝に近い大洋底もしくは緑海のような比較的陸に近い海洋底から陸側斜面の間の半遠洋性堆積物(榊原ほか、1989)と考えられている。微量元素組成(未公表資料)や産状からみて、海溝あるいはその周辺の半遠洋性堆積物と考えるのが妥当であろう。

以上の各岩相は厚さ数10m～数100mオーダーの様々な岩相の組合せを示して出現する。そのうち、よく見られるのはi)泥岩を主とし薄層理互層をときに介在する泥岩質の組合せ、ii)赤色～緑色泥岩あるいは泥岩に始まり薄層理互層、厚層理互層ないし塊状砂岩へと上方に向かって粗粒化・厚層化する組合せ(第23図a)、およびiii)含礫砂岩～礫岩あるいは塊状砂岩を基底とし、厚層理互層ある

第2表 赤色泥岩・緑色泥岩・マンガンノジュールの化学組成
 田近(1988)(泥岩)および、櫛原ほか(1989)(マンガンノジュール)より引用。

	赤色泥岩(R1)			赤色泥岩(R2)		緑色泥岩(G2)	マンガン ノジュール
	En600	En131	En605	En609	En614	En613	
SiO ₂	62.54	62.35	62.96	63.73	60.35	60.02	7.38
TiO ₂	0.65	0.61	0.58	0.66	0.83	0.80	0.06
Al ₂ O ₃	16.78	16.05	16.70	15.65	17.28	16.09	1.62
ΣFe ₂ O ₃	6.26	7.02	-	6.54	-	6.93	1.38
FeO	-	-	0.57	-	0.36	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	6.06	-	6.77	-	-
MnO	0.29	0.30	0.29	0.16	0.20	0.08	65.09
MgO	2.20	1.97	1.94	1.63	1.83	2.19	0.33
CaO	0.59	0.73	0.25	0.47	0.17	0.99	1.30
Na ₂ O	1.05	1.53	1.51	1.35	1.07	1.73	0.10
K ₂ O	3.19	3.95	4.04	4.22	5.03	4.08	0.74
P ₂ O ₅	0.06	0.14	0.26	0.07	0.19	0.12	0.27
L.O.I	6.51	5.35	5.77	5.94	5.21	6.94	-
total(%)	100.12	100.00	100.93	100.42	99.29	99.97	-
Co(ppm)	-	-	39	-	50	-	-
MnO/TiO ₂	0.45	0.49	0.50	0.24	0.21	0.10	-
Co/TiO ₂	-	-	67×10 ⁻⁴	-	60×10 ⁻⁴	-	-

いは薄層理互層へと繰り返して全体として上方に細粒化・薄層化する砂岩質な組合せ(第23図b)である。これらの組合せは、海底扇状地モデル(例えばWalker and Mutti, 1973)のi)海盆平坦面、ii)外縁扇状地～舌状堆積体、および内部～中部扇状地の各岩相の組合せに似ている。湧別層群全体でみるとこれらは見掛け上、泥岩質の組合せから砂岩質の組合せへと変化する上方粗粒化・厚層化の大サイクル(厚さ2～3km)を示し、特に、“下半部”(西側)の熊ノ沢層から上芭露層までは明瞭である(第24図)。ただし、これらは層面に平行な断層によって構造的に繰り返している可能性もある。これに対して、“上半部”(東側)は大局的に上方粗粒化の傾向があるが1サイクルの厚さが4～5kmと厚く、さらに単調な砂岩泥岩互層が広い範囲に広がっている点で“下半部”とは趣を異にする。一方、岩相の側方変化を見ると、局所的な例外はあるが全体としては北にむかって細粒化・薄層化する傾向がある。

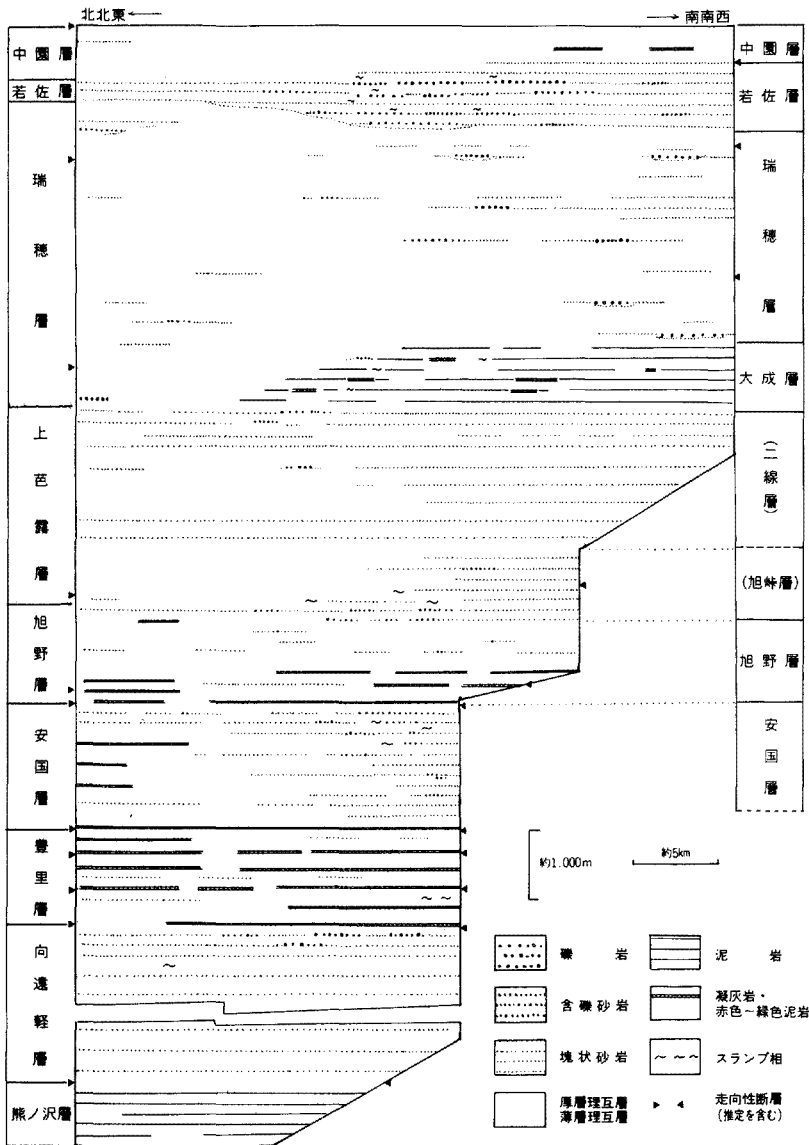


第23図 湧別層群にみられる特徴的な2つの岩相組合せ。

a: 上方粗粒化・厚層化ユニット (豊里層, 月見峠西麓)。

b: 上方粗粒化・薄層化サイクル (安国層, 月見峠東麓)。

G: 綠色泥岩, M: 泥岩, Tm: 薄層理互層, Ts: 厚層理互層,
Ss: 塊状砂岩, Ps: 含礫砂岩。



第24図 「遠軽」 函幅地域および「生田原」 函幅地域の湧別層群の岩相側方変化を示す模式図。

III. 2. 3 熊ノ沢層(Yku) (新称)

上湧別町熊ノ沢の林道を模式地(第25図1)とし、「中湧別」図幅地域の中の沢川、東ノ沢川上流(第25図2)を副模式地とする。この地層は「中湧別」図幅(長尾、1962)の「ポンサル層」および「芭露層」の一部に相当する。しかし、「ポンサル層」は本来紋別市北西の「興部」図幅地域沙留川流域の頁岩層に対して使われた名称で(長尾、1958、1960)、本地域とは分布地域も離れており、岩相の類似性だけで両者を同一名称で呼ぶのは混乱を招くと考えられる。また「興部」図幅(長谷川・魚住、1975)は、これを榴椽層B層と呼んでいる。したがって、本図幅では中湧別地域の「ポンサル層」を含め、新たに熊ノ沢層と呼ぶことにする。

熊ノ沢層は「中湧別」図幅地域の中ノ沢川流域から本図幅富美川支流熊ノ沢川、および南ノ沢川流域を経て、開盛付近まで南北に帯状に分布する。南部では新第三系の火山砕屑岩類におおわれ、露出も悪い。湧別層群の見掛け上、最下位の地層にあたり、向遠軽層とは断層で接する。

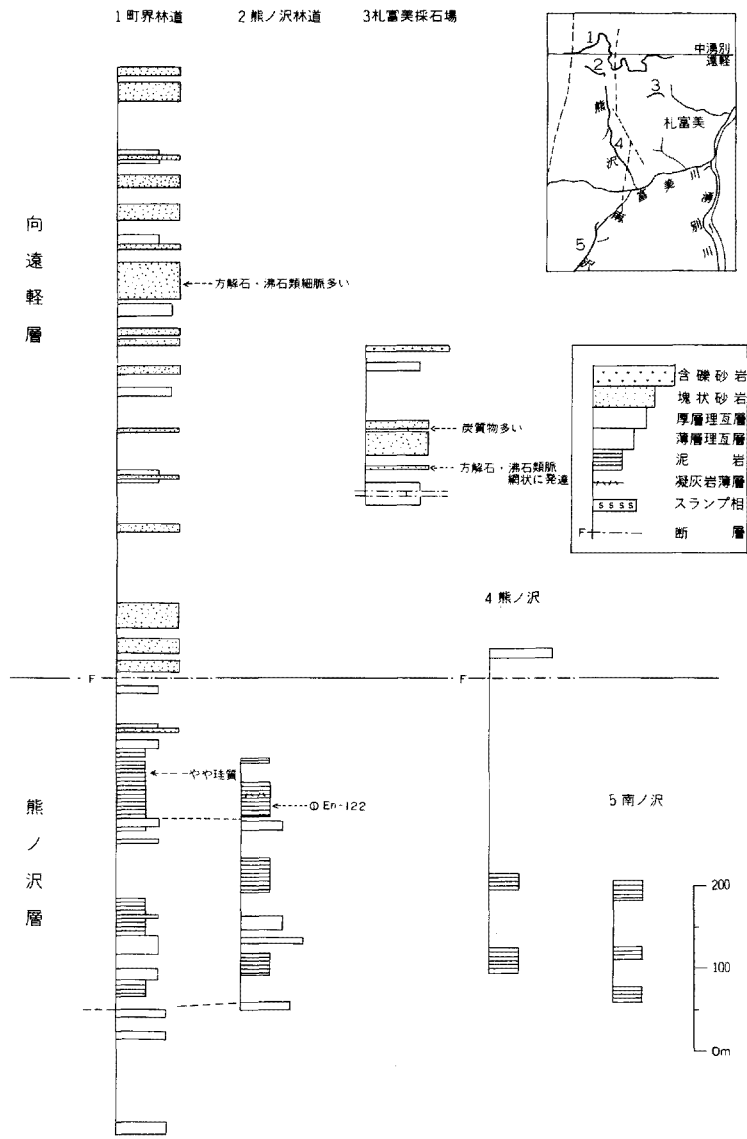
本層は、主として、塊状の暗灰色泥岩と薄層理砂岩泥岩互層からなり、厚層理互層・酸性凝灰岩薄層を伴う。泥岩は暗黒色～アメ色を呈する珪質な部分を伴うことがある。一部に長径10～30cmの石灰質団塊を含む。町界林道では薄層理互層にはしばしば膨縮構造が認められ、一部に波長5～10mのスランプ褶曲が発達する。厚層理互層の砂岩にはまれに炭質物の微片からなるラミナが認められることがある。熊ノ沢では淡緑色凝灰岩～凝灰質泥岩の転石が見られ、泥岩中にはこれらの薄層が含まれるものとみられる。

層厚は町界林道で約600m、南ノ沢では1000m以上と推定される。

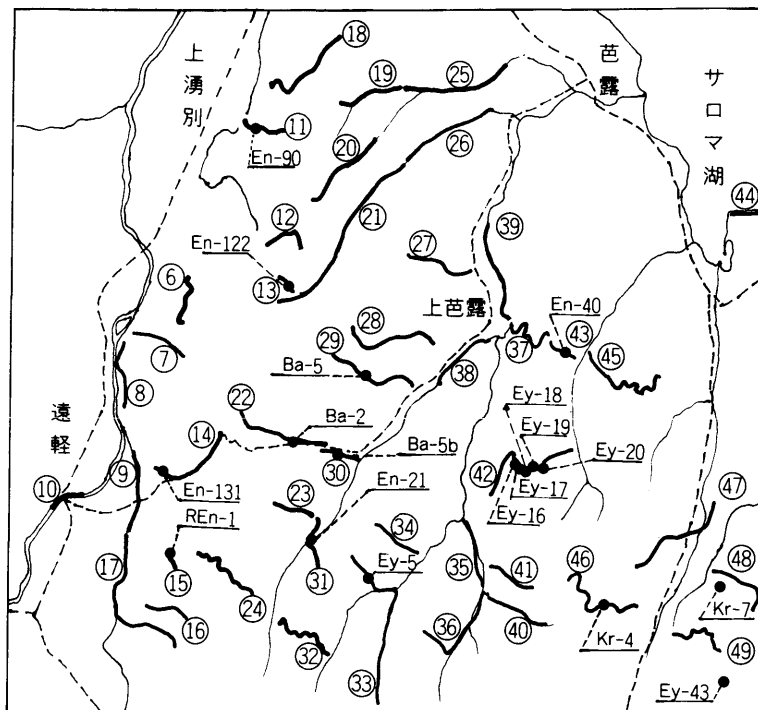
III. 2. 4 向遠軽層(Ymu, ec) (新称)

遠軽町向遠軽^{いくたほろ}の生田原川ぞい、および同町学田の湧別川右岸を模式地とする。本層はIwata and Tajika (1986)、紺谷ほか(1986)の豊里層下部層、田近(1988)の「I帯」、「中湧別」図幅(長尾、1962)の「オンネナイ層」に相当する。なお、「オンネナイ層」は前項の「ポンサル層」と同様の問題がある。

本層は遠軽町向遠軽、弥生、遠軽市街地周辺および上湧別町札富美付近の湧別川左岸の山地に分布する。この地域は新第三系～第四系が広く分布するため露頭条件は悪く、上湧別西方山地には主として本層の“下部”、向遠軽付近には



第25図 熊ノ沢層および向遠軽層（下部）の地質柱状図。



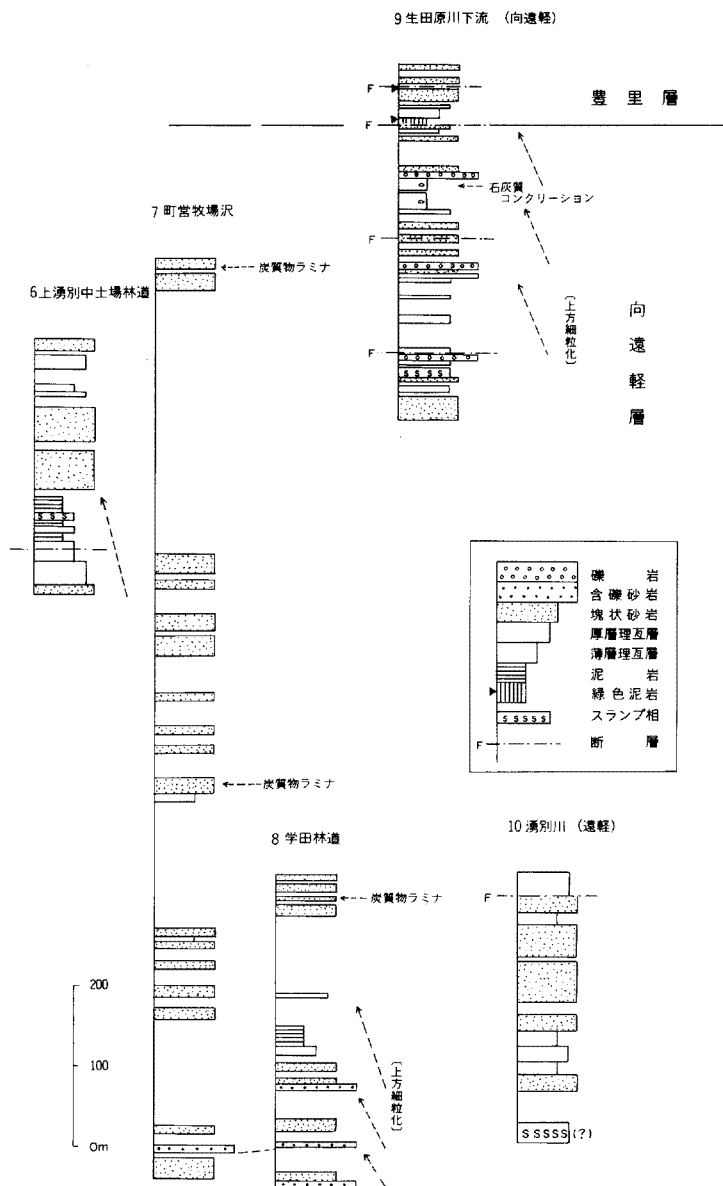
第26図 柱状図作成ルートの位置。

Ba-, En-, REn-, EY-の各番号は主な放射虫化石産地(Ⅲ.2.13参照)。

主として“上部”が分布するものと考えられる。見掛けの下位にあたる熊ノ沢層とは断層で接する。

本層は主として、塊状砂岩・厚層理互層・含礫砂岩からなり、薄層理互層・礫岩を伴う、砂岩質の組合せからなる。露出が悪く上湧別西方山地の“下部”については明瞭ではないが(第25図)“上部”では礫岩・含礫砂岩あるいは塊状砂岩を基底とする上方細粒化・薄層化サイクルが明瞭で、さらに全体として上部で細粒部の割合が多くなる傾向がある(第27図)。

礫岩は数10m～数mの厚さで向遠軽付近に少なくとも3層分布し、堆積岩・火山岩・珪質岩・深成岩の円礫・亜円礫から構成される。含礫砂岩や塊状砂岩は



第27図 向遠軽層(“上部”)の地質柱状図。ルート位置は第26図参照。

暗緑色の中～粗粒砂岩で、しばしば径数mmの炭質物微片を含む。学田付近の湧別川右岸では厚さ最大4mmのラミナ状の石炭薄層が認められる。リップアップクラストは最大径25cmで、“上部”では、泥岩・砂岩の他に緑色泥岩・凝灰岩・赤色泥岩の角礫が多いが、“下部”の上湧別東方では、泥岩・砂岩・石灰質団塊の亜円礫～亜角礫からなり、赤色泥岩や緑色泥岩が含まれることはない。塊状砂岩や厚層理互層は、しばしば破碎され、角礫状を呈し、沸石類や方解石の細脈が基質にネットワーク状に発達することがある。薄層理互層中には径数10cmの団塊（コンクリーション）を含むことがある。

岩相の組合せからこれらは中部～内部海底扇状地あるいは非扇状地性チャンネル～チャンネル間の堆積物と考えられる。

見掛けの厚さは、上湧別西方の山地で2000m以上、向遠軽で約1500m以上、全体としては、3000m以上である。

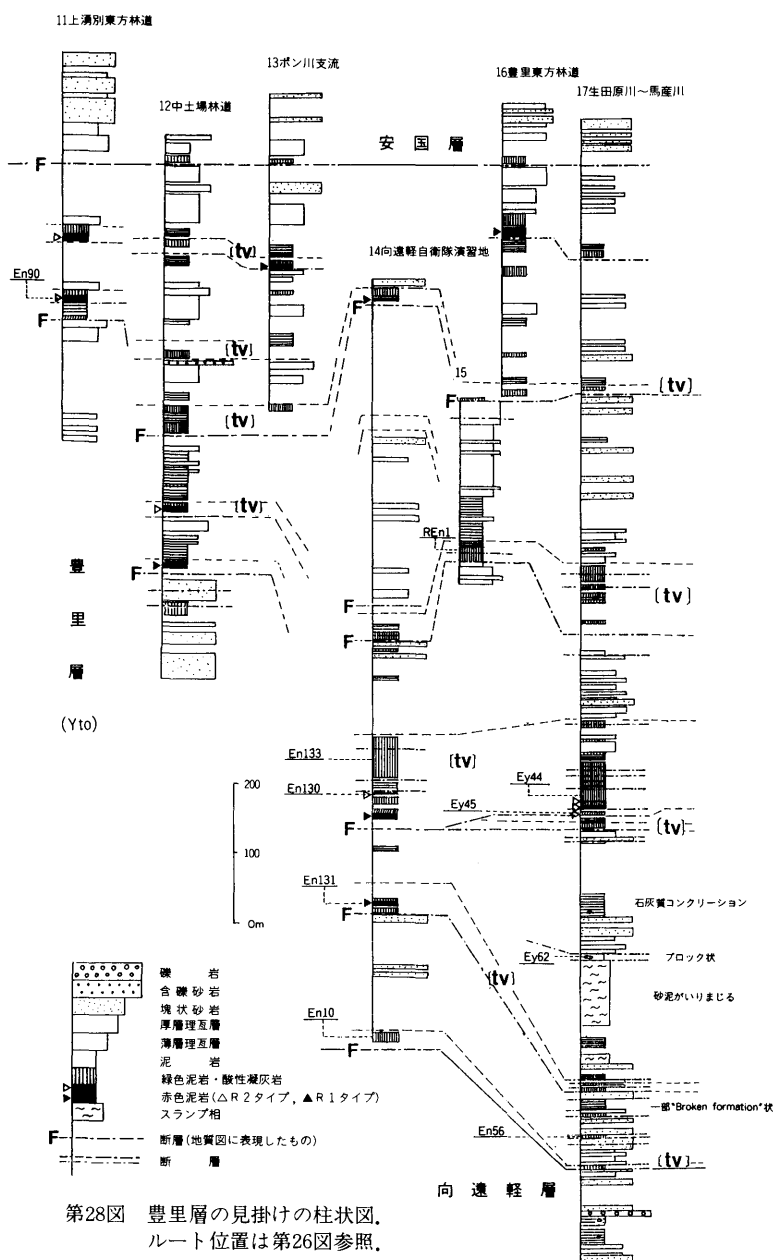
III. 2. 5 豊里層(Yto, tv) (再定義)

遠軽町豊里付近の生田原川ぞいを模式地とする。Iwata and Tajika (1986)の「豊里層」は安国層の下位の地層として命名されたが、上部、下部で著しく岩相を異にするため、その「上部層」に限って豊里層と呼ぶことにする。紺谷ほか(1986)の「豊里層上部層」、田近(1988)の「II帯」に相当する。

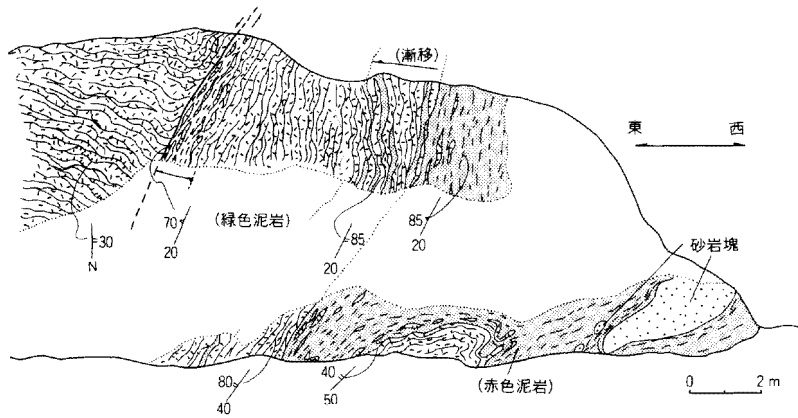
豊里層は中湧別東方の五鹿山から本図幅地域の上湧別市街地東方、中土場、芭露峠西麓、馬産川、および豊里まで一部断層によってずれながら、ほぼ南北に帯状に分布する。弥生付近より北では一部新第三系に覆われた丘陵地のため露出は悪い。南方および北方の延長部は第四系におおわれて不明である。本層は、向遠軽層の見かけの上位（東側）に断層を介して発達する。

本層は赤色泥岩あるいは緑色泥岩を基底とし上方に向かって、泥岩、薄層理互層、厚層理互層あるいは塊状砂岩へと粗粒化・厚層化する厚さ80～250mのサイクルからなる(第28図)。また一部にスランプ層を伴う。しばしば層面にほぼ平行な断層が発達する。この断層は特に赤色泥岩・緑色泥岩の基底部に多く、このサイクルの少なくとも一部は構造的な繰り返しの可能性がある。“最下部”の分布する向遠軽の生田原川ぞいの露頭では、緑色泥岩・砂岩のレンズと鱗片状泥岩の基質からなるメラランジェ様の剪断帯が見られる。

砂岩の一部には径数mmの緑色泥岩のクラストや炭質物を含むものがある。



第28図 豊里層の見掛けの柱状図。
ルート位置は第26図参照。



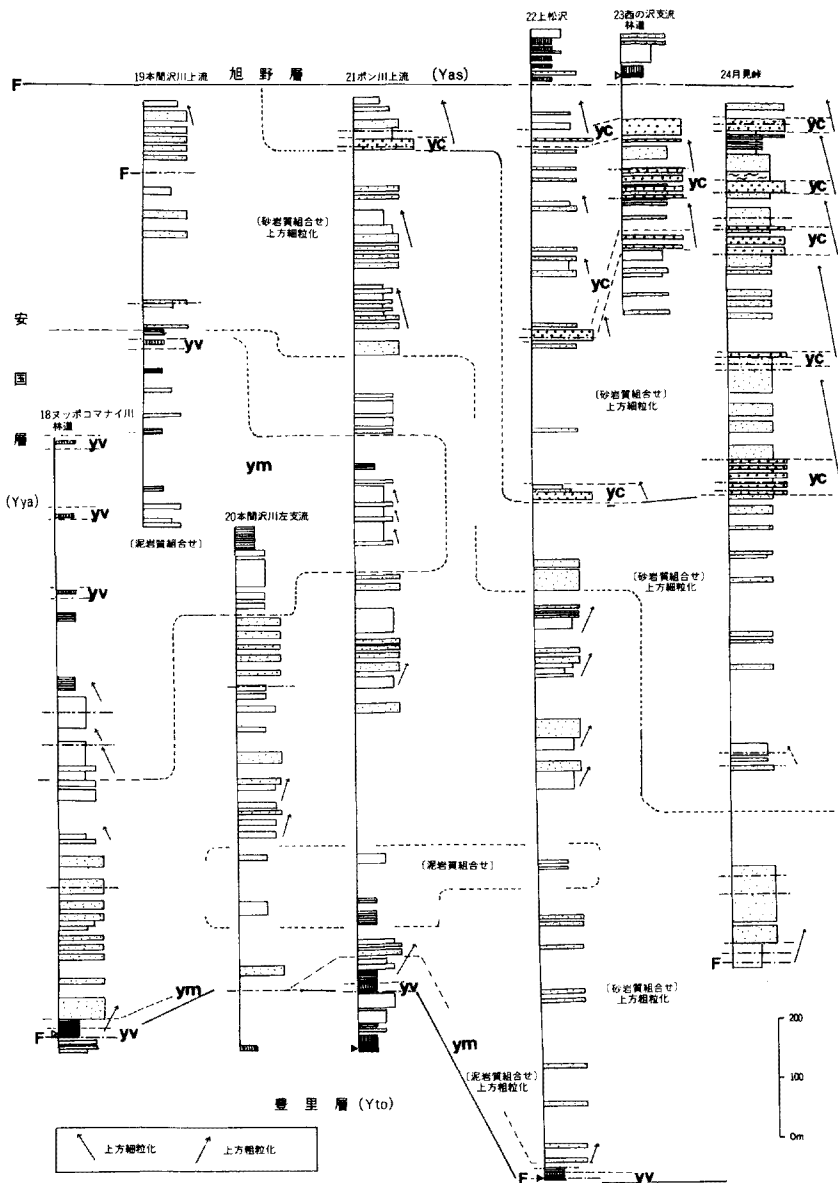
第29図 赤色泥岩・緑色泥岩の産状(豊里層),
芭露峠西麓の土取り場南側の露頭。

緑色泥岩層は普通数m~50mの厚さで5~8層認められる。なお南部の馬産川や生田原川付近では見かけ上数100mの厚さを示す。緑色泥岩の下位にはしばしば赤色泥岩(R1)が発達し、緑色泥岩中にも赤色泥岩(R1およびR2タイプ)をはさむことがある。赤色泥岩や緑色泥岩は鱗片状のへき開を示し、緑色泥岩の珪質部や砂岩をブロック状に含んでいる(第29図)。芭露峠西麓の土取り場や生田原川ぞいの露頭でみると、層状の緑色泥岩は数m~10数mの波長の非対称褶曲をしていることが多い。数100mの厚さを示す緑色泥岩層はこのような褶曲によって見かけ上厚くなっているものとみられる。

スランプ層は泥岩の中に最大20cmの厚さの砂岩のレンズが、墨を流した様に入り混じるもので、生田原川ぞいで見られる。

砂岩の量は“上部”に向かって多くなり、水平的には南側に多く、北部の上湧別東方の山地では全体として泥岩・薄層理互層が優勢になる。本層は後述の安国層とセットとなる上方粗粒化の大サイクルの“下部”にあたり、岩相の組合せなどから海盆平坦面および外縁(海底)扇状地の堆積物と推定される。

見かけの全層厚は1800~2000mである。



第30図 安国層の見掛けの柱状図。
 凡例は第28図参照、ルート位置は第26図参照。

III. 2. 6 安国層(Yya, ym, yc, yv)

山田ほか (1963) 命名による。寺岡ほか (1973)、紺谷ほか (1986) の「安国層」、Iwata and Tajika (1986)、田近 (1988) の「III帯」にはほぼ相当する。模式地は生田原町安国付近。本図幅地域では遠軽町向遠軽と湧別町西芭露を結ぶ月見峠付近に模式的に分布する。北より上湧別町ヌッポコマナイ川上流、湧別町ポン川上流、同上松沢、月見峠そして模式地まで、ほぼ層理と平行な方向で帯状に分布する。模式地からポン川上流地域までは比較的露頭条件は良く、北に向かって露出は悪くなる。“下位”(西側)の豊里層とは断層で接する。

安国層は主として、塊状砂岩・厚層理互層からなり、含礫砂岩・礫岩・薄層理互層・緑色泥岩・赤色泥岩・スランプ層を伴う。全体として、見掛けの下位(西側)から上位(東側)にむかって粗粒化する傾向があり、水平的には北に向かって、細粒の岩相が優勢となる(第30図)。芭露峠から上松沢にかけての地域では、本層の“下部”は赤色泥岩・緑色泥岩に始まり薄層理互層、厚層理互層、塊状砂岩と相前後しながら、全体として上方に粗粒化・厚層化する(厚さ



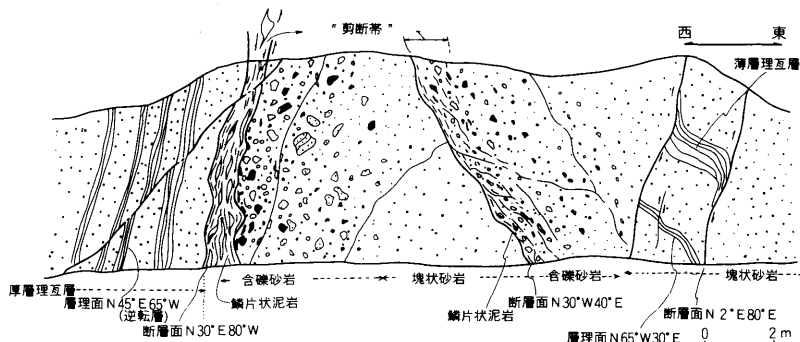
第31図
安国層含礫砂岩の産状。
左(西側)より塊状砂岩(明色)→薄層理互層→含礫砂岩・塊状砂岩(中央暗色)→薄層理互層と変化する。
西芭露, 上松沢の道々ぞい。



第32図
塊状砂岩と薄層理互層。
西芭露, 上松沢の道々沿い。
スケール 1 m。

約1000m)。このユニットの内部にも100~150mの厚さの、上方粗粒化堆積サイクルが認められる。見掛けの上部は、これとは逆に含礫砂岩、塊状砂岩、厚層理ないし薄層理へと、細粒化、薄層化する堆積サイクルが認められる(第31・32図)。このサイクルは厚さ20~60mの小オーダー、および100~250mの中オーダーの各サイクルからなり(第23図b)、全体として約700mの“層厚”をもつ。なお、上方細粒化サイクルの1サイクルの基底には層面に準平行な方向の剪断帯が発達する(第33図)。

上方粗粒化・厚層化サイクルは北方のポン川、本間沢左支流まで、北方に良く発達するのに対し、南方の月見峠付近や生田原川付近では200m以下と薄くなる。これに対して含礫砂岩を含む砂岩質の上方細粒化・薄層化サイクルは、南方の月見峠付近で厚く、上松沢から北方のポン川にかけて、しだいにその厚さを減ずる。北部のヌッコマナイ川や本間の沢川上流では露出が悪くその堆積状態ははっきりしないが、全体として泥質となり、泥岩・緑色泥岩・赤色泥岩をはさむようになる。紺谷ほか(1986)によれば安国層を含む湧別層群“下部層”の古流系は本地域の南方の「生田原」図幅地域では東からの側方流が卓越するとされている。厳密な議論には詳細な古流向の検討が必要であるが、おそらく粗粒堆積物を主とする上方細粒化サイクルは(内部~)中部海底扇状地のチャネル~チャネル間堆積物に相当し、互層を主とする上方粗粒化サイクルは中部~外縁扇状地で堆積したものだろう。



第33図 安国層の含礫砂岩層の産状。
 基底部に剪断帯が形成されている。月見峠東麓、林道の露頭。

本層を構成する礫岩・含礫砂岩・塊状砂岩には砂岩・泥岩の他に緑色泥岩・酸性凝灰岩のリップアップクラストが多く、赤色泥岩のクラストを含むこともある。また砂岩には沸石類の細脈がネットワーク状に発達することがある。本層最下部の赤色～緑色泥岩はG1・R1タイプのものが多いが、“上部”および北部のヌッポコマナイ川や本間の沢川上流に分布するものはG1(～R2)タイプでとくに凝灰岩の割合が大きい。なお、上松沢北方の尾根の林道ぞいには、上位の含礫砂岩層に削剝され残ったとみられる緑色泥岩層が分布している。

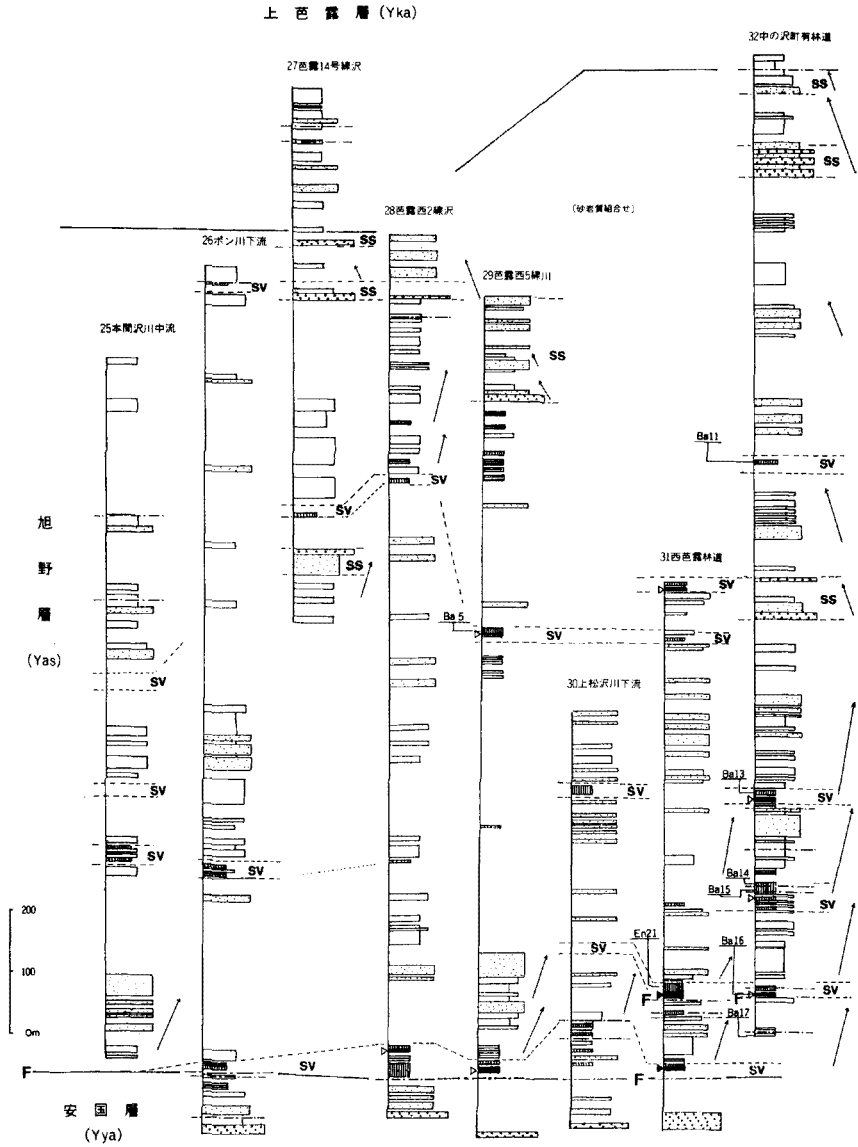
本層の見掛けの厚さは月見峠南方で約1800m、西芭露付近で約1700m、上湧別市街東方の山地で1000m以上である。

III. 2. 7 旭野層(Yas, ss, sv)

山田ほか(1963)の命名。寺岡ほか(1973)、紺谷ほか(1968)、およびTajika and Iwata(1986)の旭野層、田近(1988)の「IV帯」に相当する。模式地は生田原町旭野付近。本図幅地域では湧別町西の沢川上流と中の沢川上流から西へのびる町有林道で模式的にみられ、更に北方の西芭露、ポン川、および本間の沢まで、NNE-SSW方向に帯状に分布する。分布地域は丘陵地が多く、露出は北方ほどわるい。本層“最下部”の赤色泥岩は“下位”の安国層の塊状砂岩あるいは薄層理～厚層理互層と層面に準平行な方向の断層を介して接する。

旭野層は主として薄層理互層・厚層理互層からなり、含礫砂岩・塊状砂岩・緑色泥岩・赤色泥岩・スランプ層を伴う。全体として見かけの下位から“上位”にむかって粗粒化する大サイクルの一つをしめす。側方には北に向かって細粒の岩相が優勢になる(第34図)。“下部”は下位より赤色泥岩・緑色泥岩、薄層理互層、厚層理互層ないし塊状砂岩へと変化する上方粗粒化・厚層化ユニットの繰り返しからなる。このサイクルは、北部の芭露西2線沢、ポン川下流、本間沢では露出が悪いこともあって不明瞭であるが、西芭露では少なくとも3回認められる。“上部”には、下位より含礫砂岩、塊状砂岩そして薄層理互層へと変化する上方細粒化・薄層化をしめす砂岩質の組合せの繰り返し認められる。この組合せは、安国層のそれに比べて薄層理互層部が厚いという特徴をもつ。砂岩質の岩相の繰り返しからなる部分は、南部の中の沢の町有林道では約900mの厚さがあるが、北部の芭露14線沢では150m前後となる。

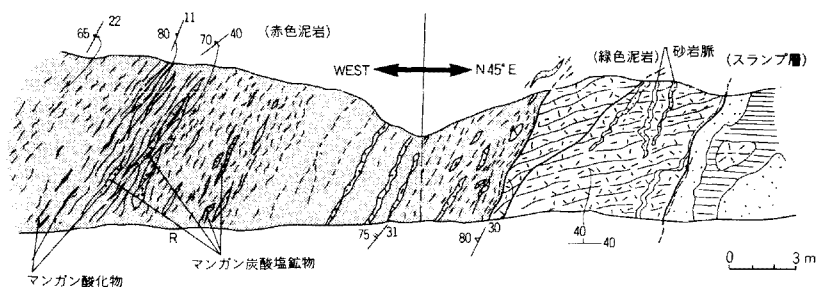
含礫砂岩はリップアップクラストの量が60～70vol.%と多く、チャート・火山



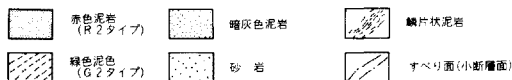
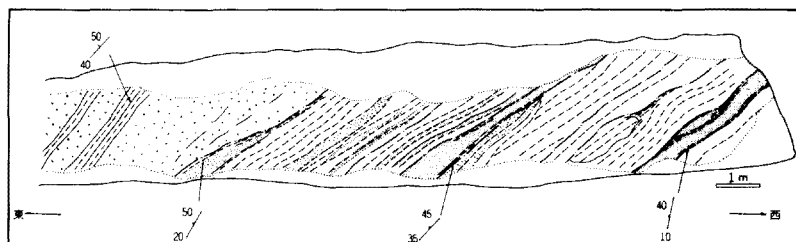
第34図 旭野層の見掛けの柱状図。
凡例は第28図参照。ルート位置は第26図参照。

岩の円礫や亜円礫は径2 cm以下の細礫が多い。中の沢川左岸の山地ではリップアップクラストとして綠色泥岩のしめる割合が大きい。綠色泥岩は北部では比較的上部にも発達することを考慮すると、中の沢付近では“上部”の綠色泥岩の大部分は含礫泥岩層によって削剝されているものとみられる。

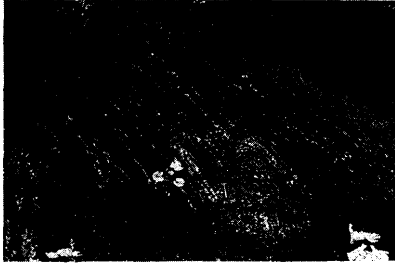
赤色泥岩・綠色泥岩は厚さ数m~50mで、相対的に“下部”のものにR1~G1タイプがある他はG2~R2タイプである。これらの下底部にはしばしば剪断帯が発達する(第35図)が、一部には明らかに後生的な岩盤クリープ性の断層も見



第35図 菱マンガン鉱を含む赤色泥岩の露頭。
赤色泥岩は剪断作用を受け、鱗片状へき開が発達する。
マンガン酸化鉄は菱マンガン鉱を交代して、クラストないしネットワーク状に発達する。西芭露。



第36図 岩盤クリープを受けた赤色泥岩・綠色泥岩。
いずれもR2, G2タイプで、層面によって岩盤クリープ性とみられる
“断層”が発達する。西の沢川上流、町有林道の尾根付近。



第37図
小褶曲をしめす薄層理互層。
西一東芭露間の尾根越え町道の切り割。

られる(第36図)。なお、III. 2. 2に述べたマンガン炭酸塩鉱物を含む赤色泥岩は本層の“下部”に相当する西芭露の町道・道道分岐点から南南西へ約2.5kmの地点で観察される(第35図)。

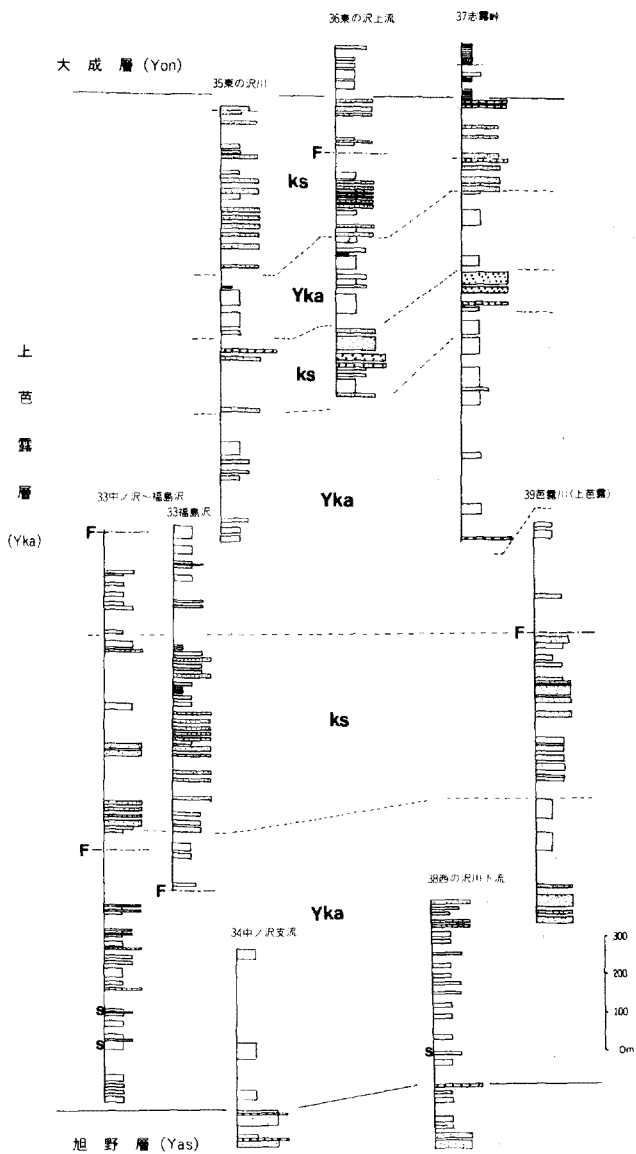
局地的なものと考えられるが、西芭露一東芭露の尾根越え道路ぞいの薄層理互層は数m～数10mオーダーの波長のスランプ(?)褶曲が発達する(第37図)。

本層の堆積環境はほぼ、豊里層～安国層と同様の海盆平坦面～外縁ないし中部海底扇状地的な環境とみられるが、岩相構成や層厚から規模はそれよりやや小さかったものと推定される。

本層の見かけの厚さは、中の沢川～西の沢川上流で約1600m、芭露西2線沢より北では約1350～1400mである。

III. 2. 8 上芭露層(Yka, ks, kc)

Iwata and Tajika (1986)の命名。模式地は湧別町上芭露市街地周辺の芭露川沿いと東側の志露峠にいたる町道ぞいである。「生田原」図幅(山田ほか、1963)および寺岡ほか(1973)の「旭峠層」・「二線層」に相当するが、露出が悪い上に岩相も変化し、両層の区分が困難なため両層を一括して上芭露層と呼ぶ。Kiminami and Kontani (1979)の湧別層群下部累層の一部に相当し、田近(1988)の「V帯」にほぼ相当する。芭露川とその支流の中の沢川・東の沢川の流域に幅広く分布する。“下位”(東側)の旭野層とは一部断層関係で接するが、露出が悪く詳細は不明である。境界は旭野層の“最上部”の含礫砂岩・塊状砂岩が薄層理互層主体の地層へと移り変わる部分においた。後述のように本層の分布地域の一部には比較的規模の大きな剪断帯が認められ、本層は2つの構造的なユニットからなる可能性もある。



第38図 上芭露層の地質柱状図。
 凡例は第28図，ルート位置は第26図をそれぞれ参照。

本層は薄層理互層～厚層理互層を主体とし、塊状砂岩・含礫砂岩・礫岩・泥岩および緑色泥岩を伴う（第38図）。“下部”では下位より薄層理互層、厚層理互層、塊状砂岩あるいは塊状砂岩からなる上方粗粒化サイクル（1サイクルの厚さは100～300m）からなり、これらはさらに全体として“上方”に粗粒化してその最上部には砂岩優勢の部分(ks)が発達する。この砂岩質の部分は南部の中の沢川塊状砂岩を主とするが、北部の上芭露周辺では塊状砂岩の量は少なくなり厚層理互層が主体となる。これに対して“上部”は塊状砂岩・含礫砂岩(ks)あるいは礫岩(kc)から薄層理互層へと変化する上方細粒化・薄層化サイクルからなる。南部の東の沢川流域ではこの組合せは塊状砂岩・厚層理互層と薄層理互層であるが、志露峠より北では含礫砂岩あるいは礫岩と薄層理互層・泥岩となっている。中の沢川上流左岸、上芭露東方、および東の沢川上流左岸の山地の薄層理互層には厚さ1.0cm～1.2mの緑色泥岩（凝灰岩・G2タイプ）がはさまれる。含礫泥岩や礫岩のリップアップクラストには緑色泥岩はほとんど含まれない。

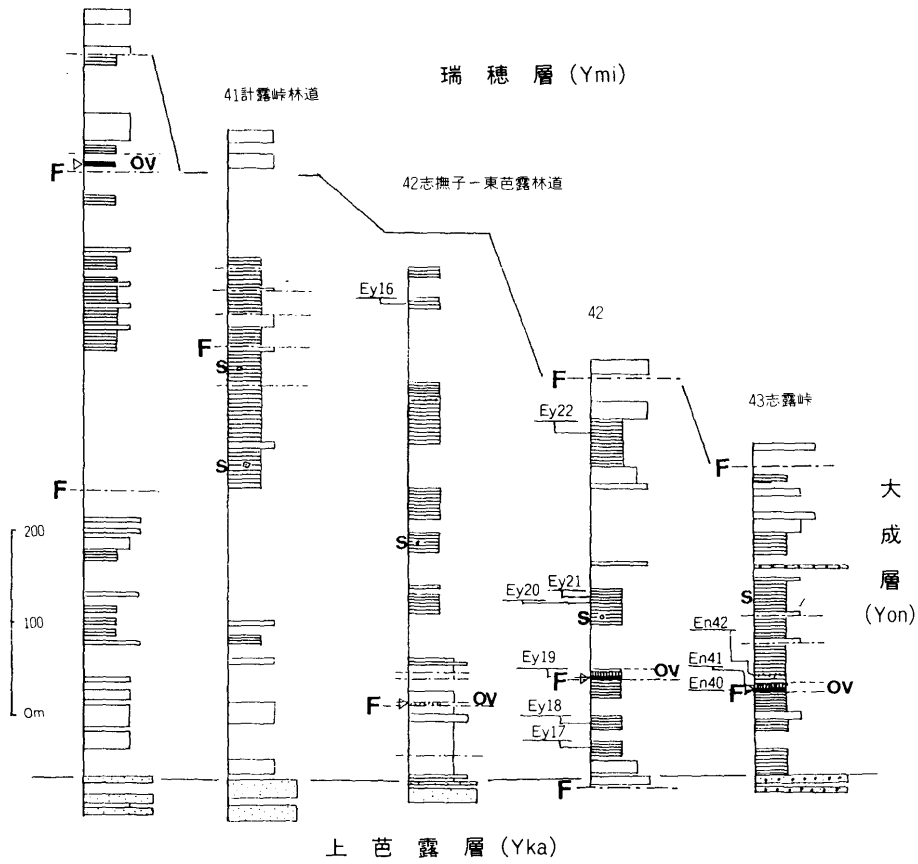
芭露川・中の沢川流域にはしばしば断層運動により破碎したとみられる薄層理互層がみられる。また、本層の砂岩の一部には節理にそって沸石類の細脈が発達するものがある。

本層の見かけの厚さは2300～2600mである。

III. 2. 9 大成層(Yon, ov, os)

山田ほか（1963）命名。寺岡ほか（1973）、Iwata and Tajika（1986）および紺谷ほか（1986）の「大成層」、Kiminami and Kontani（1979）の「湧別層群下部累層」の一部、および田近（1988）の「VI帯」の一部にそれぞれ相当する。模式地は佐呂間町大成付近。本図幅地域では、東芭露から志撫子川上流にぬける尾根越への林道付近に模式的に発達する。北に向かってその厚さを減じ、志露峠東麓以北では、上位の瑞穂層と区別がつかなくなり、キナウシ川上流付近で消滅する。上芭露層との境界は上芭露層“最上部”の塊状砂岩とその上位の薄層理互層ないし泥岩との境界においた。露出は悪く、観察できるのはほとんどが人工の露頭である。

本層は主として泥岩と薄層理互層からなり、赤色泥岩・緑色泥岩・含礫砂岩を伴う。薄層理互層や泥岩中にはしばしばスランプ相が見られる。本層の見か

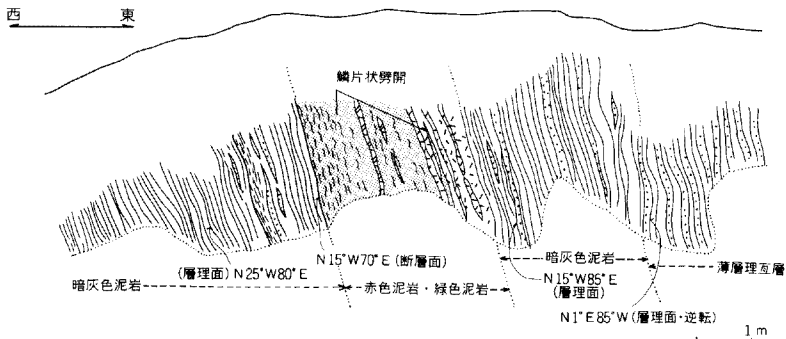


第39図 大成層の地質柱状図。
 凡例は第28図，ルート位置は第26図をそれぞれ参照。

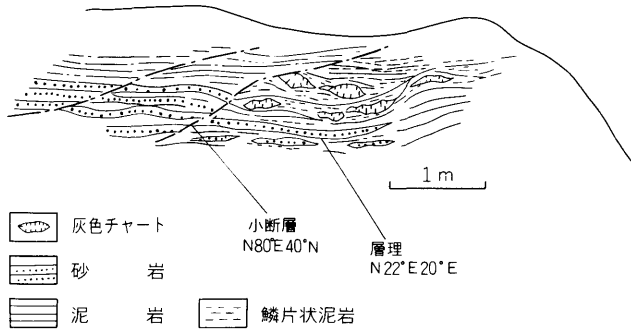
けの下部は上芭露層の塊状～含礫砂岩から続く情報粗粒化・厚層化ユニットの上半部からなり、薄層理互層を主とする(第39図)。これは千葉の沢や東芭露～志撫子川上流間の林道では厚いが、北部では薄くなる。"上部"は泥岩を主とし全体として上方に粗粒化・厚層化するユニットからなる。この基底には赤色泥岩・緑色泥岩の薄層が認められる。

赤色泥岩・緑色泥岩は、厚さ3～10mでR2～R1タイプのものからなる。連続性は悪く、下底部には層面に準平行な断層が発達する(第40図)。

スランプ相は計露岳林道や東芭露東方の林道などで観察される。主として、径2mに達する塊状砂岩が泥岩基質中に含まれる含礫泥岩状のものや、砂岩泥岩互層が不規則に褶曲するものなどがある。暗灰色泥岩の分布地域ではしばしば灰白色～淡赤色のチャート・酸性凝灰岩(長径5～20cm)の角礫～レンズ状の転石が見られる。本図幅地域ではこのチャートの産状がみられる露頭はなかったが、「生田原」図幅地域の留辺薬町瑞穂西方3kmの林道の大成層の露頭では、泥岩中に挟在するチャートが膨縮し、引き伸ばされちぎれたような産状をしめす(第41図)。チャートの周囲の泥岩には鱗片状のへき開が発達する。このチャートは本層の緑色泥岩とほぼ同様の放散虫化石を含み、産状からのみではこれらを異地性岩塊と断定することは出来ない。



第40図 大成層の赤色泥岩・緑色泥岩の産状。
赤色泥岩の基底には剪断帯が形成されている。志露峠東麓の林道沿い。



第41図 大成層のチャートの産状。
説明は本文参照。「生田原」図幅地域，瑞穂西方林道。

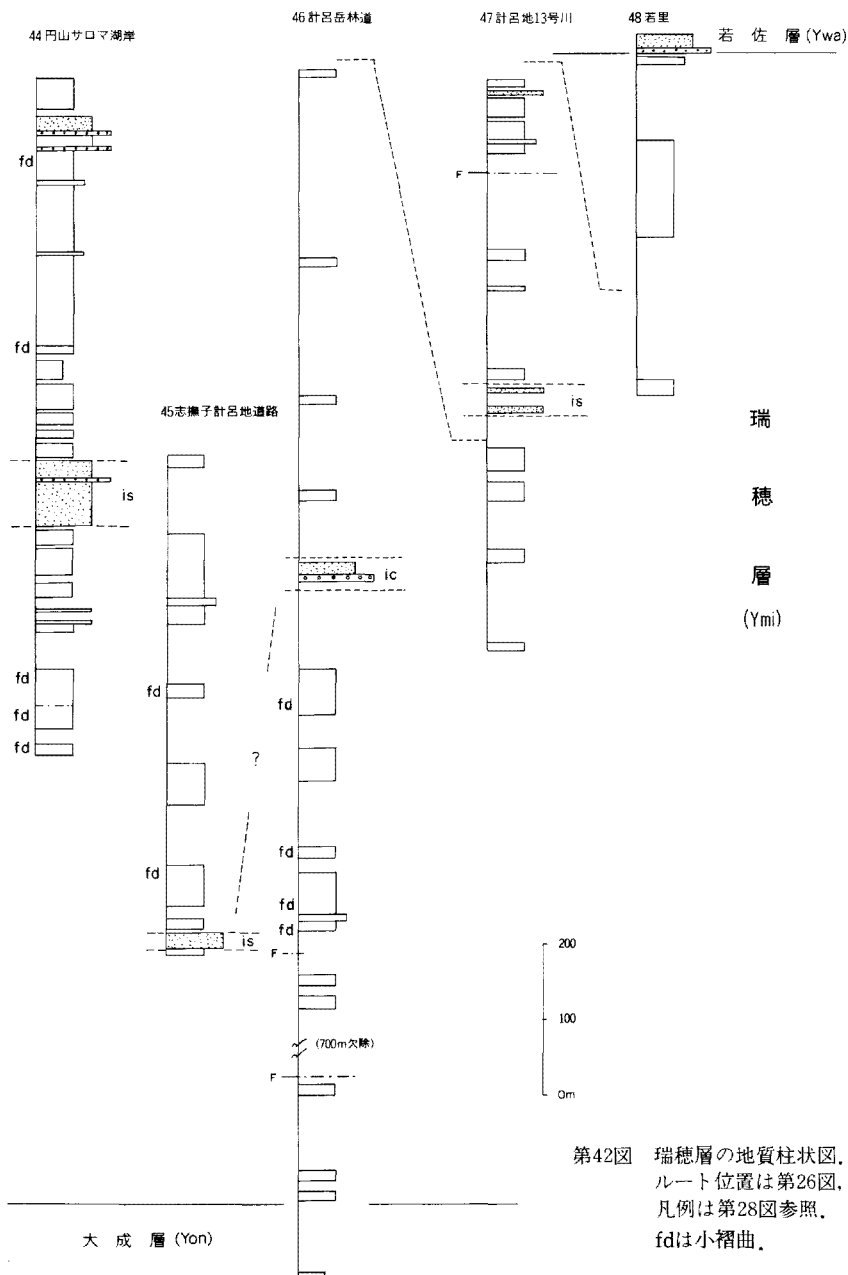
志露峠の東の麓には厚さ 3 m の含礫砂岩の薄層がみられる。これには緑色泥岩や赤色泥岩のリップアップクラストがふくまれる。

岩相構成から本層は海盆斜面ないし不安定な海盆平坦面の堆積物と考えられる。本層は千葉の沢付近で見かけ上、約 800 m、同じく志露峠付近で約 400 m の厚さをしめす。

III. 2. 10 瑞穂層 (Ymi, is, ic)

山田ほか (1963) 命名。寺岡ほか (1973)、Iwata and Tajika (1986)、紺谷ほか (1986) の「瑞穂層」、および Kiminami and Kontani (1979) の「湧別層群上部累層」の一部に相当する。模式地は「生田原」図幅地域の留辺蘂町瑞穂付近。本地域では計露岳周辺、志撫子川・計呂地川の流域、そしてサロマ湖岸まで幅広く分布する。分布地域はなだらかな丘陵地を主体とするため、きわめて露出が悪く内陸部の露頭のほとんどは人工の切り土面である。下位の大成層や上芭露層からは整合的に漸移するようにみえる。

本層は単調な薄層理互層を主体とし、部分的に厚層理互層、塊状砂岩、含礫砂岩および酸性凝灰岩をともなう。下位の大成層から整合的に漸移し全体として上方にやや粗粒化・厚層化する傾向がある。側方変化としては、「生田原」図幅地域から北方の本図幅地域に向かって次第に薄層理互層の量が多くなるなど、北に向かって細粒化する傾向がある。ただし局部的に志撫子川流域や計呂地円山付近には一部厚層理互層や塊状～含礫砂岩が発達する (第42図)。

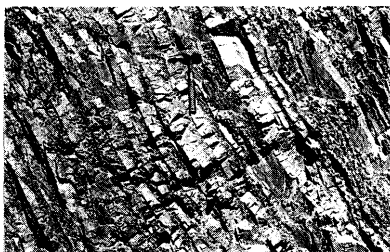


第42図 瑞穂層の地質柱状図。
 ルート位置は第26図、
 凡例は第28図参照、
 fdは小褶曲。

礫岩は計露岳付近に分布し、厚さ約15mで上方に細粒化し塊状砂岩を伴う。含礫砂岩は泥岩・砂岩のリップアップクラストを含み、細礫サイズのチャート・火山岩類の円礫～亜円礫からなる。含礫砂岩や塊状砂岩は計呂地川流域、志撫子川流域、およびサロマ湖岸の一部に分布し、厚さは数m～25mで一部80m前後に達するものもある。

薄層理互層は15cm以下の厚さで成層するものが多い（第43図）が、しばしば1m前後の厚さの砂岩を介在する。薄層理互層の砂岩底面には*Paleodictyon* sp. などの*Nerites*相の生痕化石が見られる（第44図）。薄層理互層中にはまれに厚さ数cmの灰白色の凝灰岩薄層をはさむことがある。

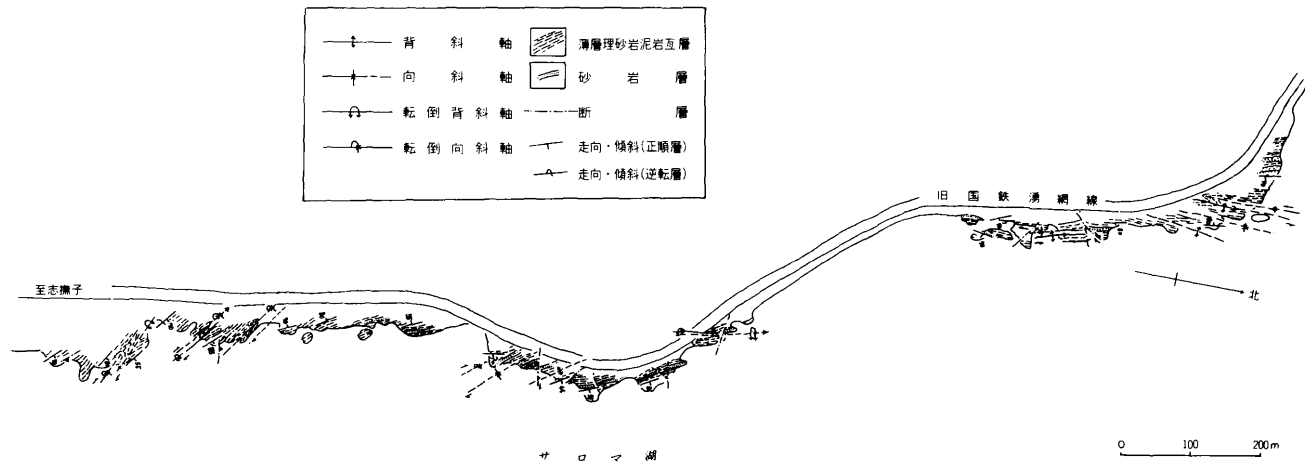
薄層理互層の層理面は一般に緩やかに波うっている。また、数m～数10mの波長の閉じた非対称褶曲が発達する地帯がある。典型的にみられるのはサロマ湖岸の月見ヶ浜のベンチ（第45図）や志撫子桜ヶ岡の土取り場（第46図）で、見かけ上背斜の西翼が短く東翼に長い波長のものが多い。同様の小褶曲の見られるのは、志撫子～計呂地7線間の道路沿いや計露岳林道の東芭露側などで、ほ



第43図 瑞穂層の薄層理互層。
佐呂間町若里，町営牧場。

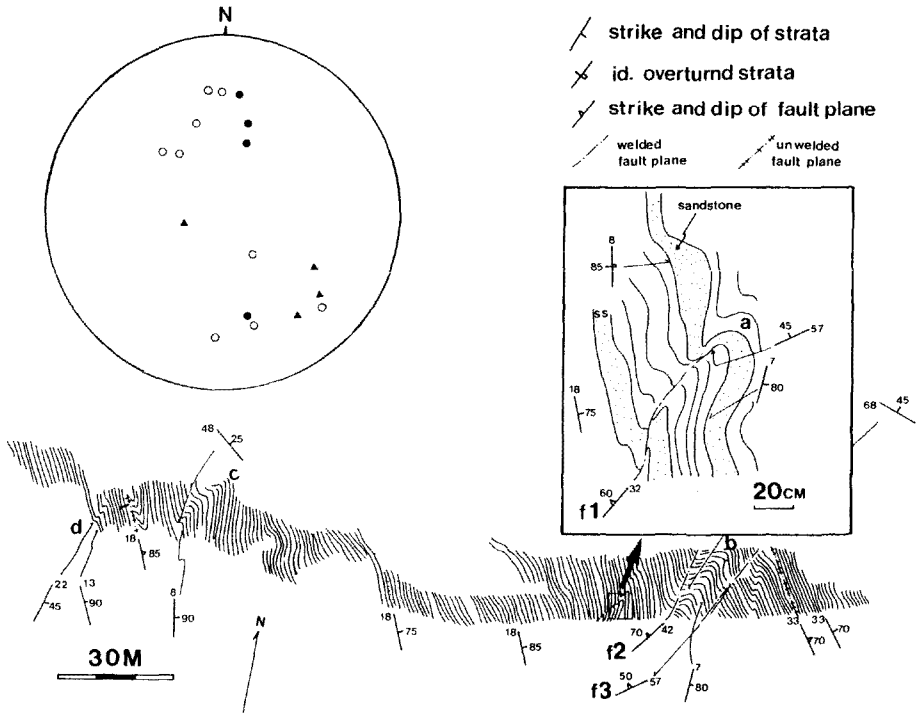


第44図
瑞穂層の薄層理互層砂岩底面に
みられる生痕化石。
計呂地8号線東方の牧場の土取
り場露頭。スケール30cm。



第45図

サラマ湖岸月ヶ浜付近のルートマップ。
数m～数10mの波長の褶曲が発達する。



第46図 薄層理互層に発達する小褶曲。
 背斜の西翼が短く東翼が長いものが多い。志撫子桜ヶ丘の土取り場。ステレオ投影（シュミット網，下半球）は断層面（▲），褶曲軸面（●）および他地域における褶曲軸面（○）の極。

ば南-北の同じ“層準”に連続するように見える。

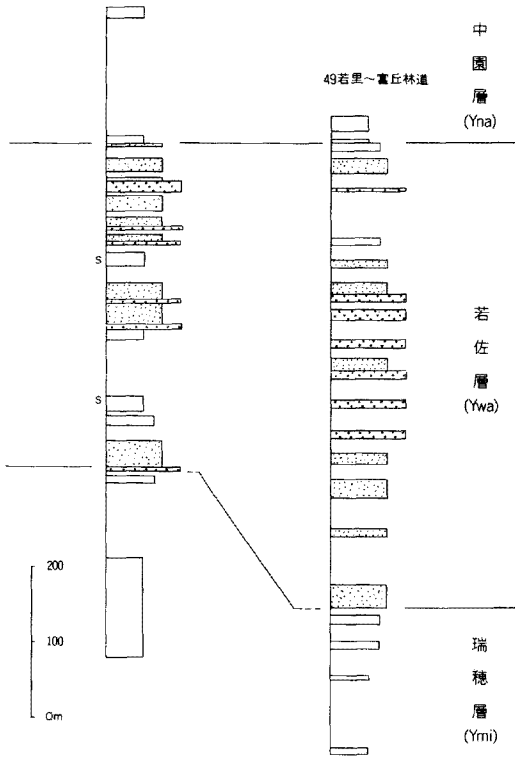
本層はきわめて単調な互層を主体とする。全体としては、大成層を基底とし若佐層に終わる上方粗粒化の大サイクルの一部であるが、チャンネル充填堆積物とみられる礫岩や含礫砂岩は、散点的に分布し大きな堆積体を作らない。本層は巨大な海底扇状地の外縁部の堆積物の一部であったのかも知れない。大成層から瑞穂層にかけての岩相変化は海溝陸側斜面に巨大な斜面海盆が形成してゆく過程をしめすものと考えられる(紺谷ほか、1986)。Kiminami and Kontani (1979)によれば、サロマ湖岸の本層のタービダイトの古流系は北からの軸流と東からの側方流からなる。なお北からの軸流は瑞穂層の全体としての岩相側方変化とは不調和でむしろ局地的な流れの可能性がある。

本層の見かけの厚さは4000m以上である。

III. 2. 11 若佐層(Ywa)

山田ほか(1963)の命名。寺岡ほか(1973)、Iwata and Tajika (1986)、および紺谷ほか(1986)の「若佐層」に相当する。模式地は「生田原」図幅地域の佐呂間町若佐付近。佐呂間町富丘西方の山地から床丹川上流、佐呂間一湧別町界にかけて分布する。分布地域の露出は悪く、新鮮な岩石を見ることはまれである。下位の瑞穂層に整合的に累重する。

本層は含礫砂岩、塊状砂岩、厚層理互層などの粗粒堆積物を主体とし、薄層理互層・スランプ相を伴う(第47図)。主として、下位より含礫砂岩、塊状砂岩、スランプ相、薄層理互層からなる上方細粒化・薄層化サイクル(1サイクルの厚さ30~150m)からなり、下部に厚層理互層を伴うことがある。富丘西方の山地では層厚600mと厚く砂岩の量も多いが、その北方の若里では450m以下となり、床丹川上流を越えてその北になると200~300mと急激に薄くなる。これらは主としてチャンネル充填堆積物~チャンネル間堆積物と推定される。若里の南で本層の分布は東側に大きくずれる。これを地質図では推定断層として表現しているが、「サロマ湖および三里番屋」図幅(黒田・寺岡、1964)ではこれに相当するような大きな断層は認められていないので、南側の若佐層が下位の瑞穂層を大きくけずり込んでいるのかも知れない。そうであるならばこの北に分布する瑞穂層の薄層理互層にしばしば介在する1m前後の厚さの砂岩層は氾濫堆積物(over-bank deposit)であるのかも知れない。



第47図
若佐層の地質柱状図。
ルート位置は第26図、
凡例は第28図参照。

含礫砂岩は、細礫サイズの円～亜円礫と径最大50cmの砂岩泥岩互層・砂岩・泥岩のリップアップクラストを含む(第13図)。部分的に礫岩と呼べるような礫の多い部分もある。

III. 2. 12 中園層(Yna)

山田ほか(1963)の命名による。寺岡ほか(1973)、Iwata and Tajika(1986)および紺谷ほか(1986)の「中園層」に相当する。模式地は「生田原」図幅地域の佐呂間町中園である。本図幅地域では佐呂間町富丘から若里の東方にかけて分布する。本層の分布地域は第四系段丘堆積物におおわれて露出は悪い。下位の若佐層との関係は露出が悪く明かではないが、両者の構造は調和的である。

主として薄層理互層からなり、暗灰色～黒色の泥岩を伴う。富丘の北部では薄層理互層の中に厚さ30cmの多量の泥岩クラストを含む粗粒砂岩が介在する。おそらくチャネルから自然堤防を破って流出した破堤堆積物(crevasse-splay deposit)とみられる。「生田原」図幅地域の中園層は、泥岩を主体とした緑色泥岩を伴うなど、本地域で中園層と呼ぶものよりも細粒でやや層相を異にするようである。見かけ上の上位(東側)に分布せず仁頃層群とは断層関係(推定)で接する。

III. 2. 13 産出化石と地質時代

湧別層群からの大型化石の産出報告はなく、その時代は放散虫化石(君波ほか、1983、1990; Iwata and Tajika, 1986; 岩田、1988、1989) および凝灰岩中の黒雲母のK-Ar年代により考察されている。以下、Iwata and Tajika(1986)の報告した化石を基にして記述するが、これには後述のようにいくつかの問題があり現在再検討中である(Iwata and Tajika, in press)。本説明書では、現時点における検討の結果をふまえて報告する。本地域の放散虫化石の主な産出位置を第26図にしめす。

熊ノ沢層からは上湧別町熊ノ沢の林道の暗灰色泥岩(En-122)から*Amphipyn-dax stocki*, *Lithotractus pussillus*などの白亜紀後期型の放散虫化石が産出する。時代は白亜紀後期～古第三紀で詳細は不明である。

向遠軽層からは化石の産出報告はない。

豊里層の赤色泥岩・緑色泥岩には多量の放散虫化石が含まれている。このうち、上湧別市街地からヌッポコマナイ川へむかう林道ぞいの赤色泥岩(En-90)や、月見峠西麓の緑色泥岩(REn-1)にはVishnevskaya(1986)が後期白亜紀の後期カンパニアン～前期マーストリヒチアンの示準種とした*Clathrocyclas diceros*とともに、*Stylosphaera goluna*(=*Stylosphaera cf. goluna*: Iwata and Tajika, 1986)が含まれ、En-90には*Lithocampe*(?) *granulata*もふくむ。*Stylosphaera goluna*はSanfilippo and Riedel(1973), Nishimura(1987)によれば、古第三紀暁新世の*Bekoma bidartensis*帯や*Bekoma capechensis*帯に含まれる。またPetrushevskaya(1977)によれば*Lithocampe*(?) *granulata*は暁新世をしめすとされている。Hollis(1989)によれば*Stylosphaera goluna*は*Amphisphaera spinulosa*と同義とされ、前期暁新世の最初に出現するとされて

いる。また *Lithocampe* (?) *granulata* は前期晩新世の前期に出現するとされている。少なくとも、REn-1 は上位の暗灰色泥岩と互層し整合的に移化することが確かめられている。したがって現在のところ緑色泥岩を異地性の岩体と考えなければならぬ理由はない。他の“層準”の赤色泥岩 (En-131) から同様の群集がえられており、砂岩泥岩互層を含めて本層は晩新世前期の堆積物と推定される。なお、Iwata and Tajika (1986) が湧別層群をカンパニアンに対比する根拠になった *Protoxiphotractus perplexus*, *Orbiculiforma monticelloensis*, および *Spongostaurus* (?) *hokkaidoensis* については同定上の問題があるので *Protoxiphotractus* cf. *perplexus*, *Orbiculiforma* sp., および *Spongostaurus* (?) cf. *hokkaidoensis* に訂正する。

安国層の“最下部”に相当するボン川最上流の赤色泥岩 (En-100) からは上述の REn-1 とおなじ放散虫化石群集がみられる。砂岩泥岩互層や塊状砂岩からは化石産出の報告はないが、芭露峠東側の上松沢の含礫砂岩中のリップアップクラスト緑色泥岩 (Ba-2) からは *Lithostrobos* sp. A, *Eucyrtidium* sp. *Bathropyramis campbelli*, *Orbiculiforma* cf. *monticelloensis*, *Cornutella californica*, *Archaeodictyomitra* spp. などの湧別層群の“下半部”には一般的な放散虫化石が産する。したがって安国層も晩新世の堆積物とみられる。

旭野層の赤色泥岩・緑色泥岩には多くの放散虫化石が含まれる。このうち、西芭露の西の沢川上流河床の緑色泥岩 (En-21)、上松沢 (Ba-5b)、および芭露5線沢川岸 (Ba-5) の緑色泥岩からは、*Lithostrobos* spp., *Stylosphaera* spp. とともに *Buryella foremanae* (= *Eusyngium* (?) sp.; Iwata and Tajika, 1986) が産出する。*Buryella foremanae* は Hollis (1989) の前期晩新世の後期の放散虫化石帯の示準種である。旭野層の緑色泥岩は少なくとも上位の砂泥互層とは整合と考えられる。したがって本層の少なくとも一部は前期晩新世の後期の堆積物であると考えられる。

上芭露層の“下部”にあたる中の沢川の右支流の薄層理互層中の暗灰色泥岩 (Ey-5) からは、*Cryptamphorella sphaerica*, *Gongylothorax verbeeki*, *Amphipyndax stocki*, および *Phaseliforma* spp. が報告されている (Iwata and Tajika, 1986)。また、“上部”の上芭露東方の林道沿いの暗灰色泥岩からは *Amphipyndax* aff. *stocki*, *Amphipyndax* spp. が報告されている (君波ほか, 1983)。

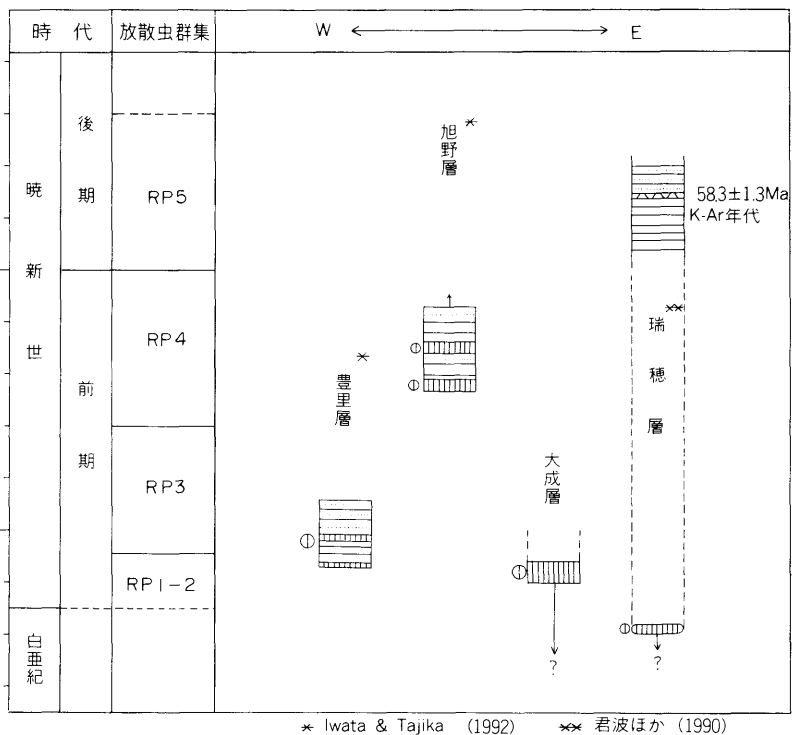
大成層の赤色泥岩・緑色泥岩からは放散虫化石が多産する。また、量や種数は少ないが暗灰色泥岩からも産出が報告されている。東芭露—志撫子川上流間の林道沿いの赤色泥岩 (Ey-19) では、*Amphipyndax plousios*, *A. stocki*, *Stichomitra* cf. *campi*, *S. livermorellensis*, *Xitus* (?) *asymbatos*, *Dictyomitra multicosata*, *D. crassispina*, *D. cf. andersoni*, *Mita regina*, *Bisphaerocephalina* (?) spp., *Crucella* cf. *aster*, *C. sp.*, *Orbiculiforma sacramentoensis*, *Conocaryomma universa*, *Clathrocyclas hyronia*, *Gongylothorax verbeeki*, *Cryptamphorella shaerica*などが、志露峠東麓の赤色泥岩 (En-40) からは *Xitus* (?) *asymbatos*, *Bisphaerocephalina* (?) sp., *Dictyomitra crassispina*などが産出する。またその“上位”や“下位”の暗灰色泥岩からは *Amphipyndax stocki* (Ey-17,20), *Stichomitra* cf. *campi* (Ey-17,18), *Xitus* (?) *asymbatos* (Ey-16,17,18,20), *Dictyomitra crassispina* (Ey-20), *Bisphaerocephalina* (?) spp. (Ey-20)が産出する。これらの化石はForeman (1977)の*Amphipyndax tylotus*帯 (後期白亜紀カンパニアン～マーストリヒチアン) やPassagno (1976)の*Patulibrachium dickinsoni*帯 (後期カンパニアン) に共通するものが多い。しかしながら*A. tylotus*などの示準種は含まれていない。また、明らかに暁新世をしめす*Stylosphaera goruna*や*Buryella foremanae*なども見い出されない。したがって大成層の放散虫化石群集はマーストリヒチアン (一部はカンパニアン?) から暁新世最前期の群集の可能性がある。大成層はこの時期の堆積物と考えられる。なお、Iwata and Tajika (1986)の*Crucella espartoensis*は*C. sp*と訂正する。

瑞穂層の薄層理互層中の暗灰色泥岩からは、計露岳林道 (Kr-4) や若里の町営牧場の露頭 (Kr-7) で、*Cryptamphorella sphaerica*, *Dictyomitra* spp., *Amphipyndax* cf. *stocki*などの白亜紀後期～古第三紀とみられる放散虫化石が産出する。これらには*Thanarla conica*, *Novixitus* spp.などの白亜紀前期の放散虫化石が混在する (Iwata and Tajika, 1986)。一方、「生田原」図幅地域の大成東方の瑞穂層酸性凝灰岩の黒雲母からは後期暁新世に相当する 58.5 ± 1.3 MaのK-Ar年代が報告されている (君波ほか, 1990)。大成層から瑞穂層へは整合的に漸移することを考慮すると、瑞穂層は古第三紀暁新世前期 (?) から後期暁新世にいたる時期の堆積物かも知れない。なお、大成周辺の瑞穂層の緑色泥

岩からは、*Orbiculiforma* cf. *monticelloensis*, *Spongostaurus* (?) cf. *hokkaidoensis*, *Amphipyndax alamedaensis*, *A. stocki*ほかの放射虫化石が報告され、その時代はおよそマストリヒチアンとされている(君波ほか、1990)。この岩体は異地性岩体と解釈されているが、リストだけを見ると、この群集は本図幅地域の湧別層群の赤色泥岩・緑色泥岩の群集の構成によくにている。

若佐層からは化石は見いだされていない。

中園層の暗灰色泥岩(富丘; Ey-43)からは*Amphipyndax* cf. *stocki*, *Spongurus*



第48図 湧別層群の地質時代。

spp. が得られているが詳細な時代は不明である。

以上のように、K—Ar年代と赤色～緑色泥岩の放散虫化石年代に限ると湧別層群“下半部”の豊里層・安国層・旭野層は暁新世前期、“上半部”の大成層は後期白亜紀のマーストリヒチアン～暁新世初期、および瑞穂層は暁新世後期と考えられる（第48図）。大部分をしめる砂岩・泥岩の時代が不明確な現段階では層序関係や地質構造を十分議論することは出来ないが、“下半部”の中でみると産出化石の年代は整然と変化しているようにも見える。また、今のところ、大成層の緑色泥岩・赤色泥岩が異地性の岩体であると考えなければならない理由はない。湧別層群の詳細な年代については今後の課題である。

III. 2. 14 地質構造

湧別層群を構成する各岩相の層理面は、ほぼ、NNE—SSW（北東部ではNNW—SSE）の走向を示し、東または45°～90°傾斜する。部分的に波長5～数10mの閉じた小褶曲が認められるが、全体として砂岩・泥岩の堆積構造は東に向かって正順位を示しており、見かけ上、同斜状構造をしめす。しかしながら、見かけの下部の豊里層・旭野層よりも“上位”の大成層の放散虫化石群集が古いことや、厚く堆積した整合一連の地層（見かけの厚さ16km）に期待される変成度の差が見られないことなど、単純な同斜構造では説明できないことが多い。したがってこの構造の形成には構造運動による地層の再配列や重複、などが関与しているものとみられる。

先述のように豊里層・旭野層・大成層では、赤色泥岩・緑色泥岩を基底とする上方粗粒化・厚層化サイクルの基底とその下位の地層とは構造的接触関係であることが多い（第29・40図）。断層面、鱗片状へき開、および構造レンズの一般的な走向傾斜はその上盤・下盤の砂岩泥岩の層理面と準平行である。また、へき開は断層面の東側に発達し、その程度は東（上位）第向かって弱くなるのが一般的である。この他にも砂岩泥岩中にはしばしば層面に平行な剪断帯や小断層がみられる。これらの断層や剪断帯は、現在はほぼ垂直に近い傾斜を示すが、堆積面を基準にして考えると東側の地層が西側の上のし上げた衝上断層やそれに伴う剪断帯と推定される。岩相のサイクルのいくつかは断層による構造的な繰り返しの可能性がある。このような点に加えて、見かけ上の下部の豊里層・旭野層よりも“上位”の大成層の放散虫化石群集が古いことから、湧別

層群の少なくとも一部は、層理に準平行な断層による構造的に積み重なった覆瓦状構造をとっている可能性がある。

湧別層群の分布域には、一般走向に近いN-SないしNE-SW方向の断層と、NNE-SSWの地層分布が東西にずれることから推定されるNW-SEおよびNE-SW方向の胴切り断層が分布する。走向性の断層としては、分布地域東部に上述の赤色泥岩・緑色泥岩の基底のものがある。また、上芭露付近から東芭露をへて中の沢川上流にぬける断層や、芭露から南に続く“志撫子-佐呂間別川断層”、および計呂地川ぞいの“計呂地断層”が推定される。このうち、上芭露層分布地域の上芭露から東芭露に続く断層は、東芭露の南南西の人家裏の露頭で幅10 m以上の剪断帯が観察され、比較的規模の大きな断層である可能性がある。これらの走向性断層には“東芭露断層”などのNE-SW~NNE-SSW方向の断層が派生している。胴切り断層としては“本間沢断層”などが推定される。

暁新世前期と考えられる湧別層群“下半部”（豊里層・安国層・旭野層）と、マーストリヒチアン~暁新世初期および暁新世後期の“上半部”（大成層・瑞穂層・若佐層）との境界が断層であるとする、上述の上芭露から東芭露にいたる断層などが候補にあげられるが詳細は今後の課題である。

湧別層群の構造発達史についての議論は本説明書の目的ではないので省略する。これについては田近（1988）、紺谷ほか（1986）および榊原ほか（1986）などで扱われており、それらを参照されたい。

IV. 新第三系

本地域に分布する新第三系は、下位から藻別層・留岡層・社名淵層に区別される（第3表）。これらの各層は主として陸成の火山噴出物および湖沼成堆積岩類よりなり、互いに不整合関係にある。貫入岩類は玄武岩・石英安山岩・流紋岩よりなる。

本図幅地域およびその周辺の新第三系の層序については、八幡ほか（1988）、八幡・西戸（1990）によりまとめられたので、本報告ではこれにもとづいて述べる。

IV. 1 藻別層(Mt)

八幡ほか（1988）命名。藻別層の模式地は「丸瀬布北部」図幅地域内の上モベツ川上流およびその支流である。本層は模式地では、上モベツ流紋岩溶岩部層・富美石英安山岩部層・シブノツナイ火砕岩部層・上古丹四号川礫岩部層および白樺峠火砕岩部層に細分されている。本図幅地域内では北西端の熊ノ沢最上流地域に藻別層シブノツナイ火砕岩部層がわずかに分布する。主に、淡緑色の流紋岩質～石英安山岩質軽石凝灰岩・粗粒凝灰岩よりなり、やや粘土化変質を受けている。湧別層群とは富美断層で接している。

第3表 遠軽図幅地域の新第三系。

地質時代		地 質 層 序			
中	後	社 名 淵 層	上部層	南ノ沢玄武岩	背谷牛山安山岩
			中部層	谷本川火砕岩	三沢川流紋岩
新	期	藻 別 層	若松火砕岩	隠沢玄武岩	柴野安山岩
			基底砂岩礫岩		
世	中 期	留岡層			
		藻別層	シブノツナイ火砕岩部層		

藻別層の地質時代は「丸瀬布北部」図幅地域内の藻別層基底の黒曜石（上モベツ流紋岩溶岩部層）のK-Ar年代が 11.8 ± 0.6 Ma（八幡・西戸、1989）、流紋岩のフィッシュントラック年代が12.0Ma（興水・金、1987）であることから、中期中新世末期の火山活動の産物である。

IV. 2 留岡層(Tt, Tb, Tm)

八幡ほか（1988）命名。留岡層は本図幅地域西縁部から西隣の「丸瀬布北部」図幅地域にかけて分布し、主に玄武岩質火砕岩層よりなる。

本層は社名淵川下流の留岡とその西方に模式的に分布する。下位より玄武岩質火砕岩層・泥岩層・玄武岩質火砕岩層よりなる（第49図）。下部の玄武岩質火砕岩層は留岡東方から北方の沢に分布し、主に塊状の淡褐灰色玄武岩質火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩よりなる。泥岩層は南の沢川から留岡にかけて分布する。南の沢川から留岡にかけてはやや硬質の泥岩よりなるが、留岡に近づくにつれて泥岩中に砂岩層や凝灰岩層が介在し、ラミナ・層理の発達が良い。また、砂岩は全般に淘汰不良で、白亜系に由来する頁岩や砂岩、さらに玄武岩の礫を多数含有する。

上部の玄武岩質火砕岩層は火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・粗～細粒凝灰岩よりなり、一部溶岩を介在する。火山角礫岩・凝灰角礫岩は径1～10cmの玄武岩の角礫と玄武岩質火山ガラス細片の基質よりなり、全般に塊状を呈する。これらの火砕岩はハイアロクラスタイトと判断されるが、留岡西部ではエピクラスティック火山角礫岩を介在する。凝灰角礫岩中に頻繁に介在される火山礫凝灰岩は玄武岩からなる火山礫とスコリアを多く含有し、凝灰角礫岩と同様にハイアロクラスタイトの部分とエピクラスタイトの部分とが認められる。粗～細粒凝灰岩は層理の発達がよく、スコリア凝灰岩や凝灰質砂岩（エピクラスティック砂岩）を介在する。溶岩は西隣の「丸瀬布北部」図幅地域内見晴付近では塊状部が多いが、その他の地区では自破碎状を呈するか、または、長径20～50cm大のピローを含む。これらの溶岩は変質し、赤褐色を呈することが多く、多孔質である。塊状部および自破碎状部では一部弱い流理構造が認められるところがある。

鏡下では玄武岩はかんらん石斑晶に富む斑状組織を呈する（第50図）。かんら

社名淵層
谷本川
火砕岩

— F —



留岡層



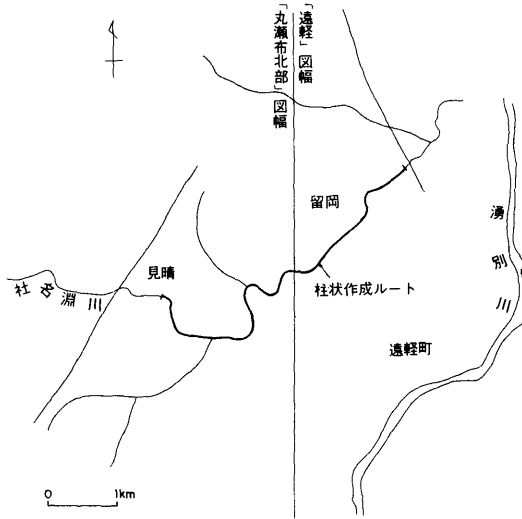
層



100m

0

— F —



石英安山岩質凝灰角礫岩



玄武岩溶岩
(塊状溶岩・枕状溶岩)



玄武岩質自破砕状溶岩
(一部ハイアロクラスタイト)



玄武岩質火山礫岩・凝灰角礫岩
多くはハイアロクラスタイト一部エビ
クラスタインク火山礫岩を含む。



玄武岩質火山礫凝灰岩
多くはハイアロクラスタイト一部エビ
クラスタインク砂岩を含む。



玄武岩質粗粒～細粒凝灰岩



泥岩(砂岩・凝灰岩を介在)



— F — 断層

第49図 留岡層の地質柱状図。

ん石斑晶は長径0.2~1.3mmで、多くは新鮮であるが、一部はイディングサイト化している。石基はインターサータル組織を呈し、かんらん石・単斜輝石・斜長石・不透明鉱物からなる。ガラスの量は少ないが、ガラスがサポナイトに交代されていることが多い。

本層の層厚は580m以上である。

【層位関係および対比】本層は白亜系を不整合におおい、社名淵層により不整合におおわれている。本層のK-Ar年代は 8.7 ± 0.7 Maを示し（八幡・西戸、1989）、藻別層上部層相当層、または、その上位層と考えられる。

【化石】発見されていない。



第50図
留岡層玄武岩の顕微鏡写真。
横幅は3mm（直交ニコル）。
ol；かんらん石， pl；斜長石。

IV. 3 社名淵層

高橋ほか（1936）により「社名淵層群」として定義され、八幡ほか（1988）により社名淵層として再定義。社名淵層は下部層・中部層・上部層に細分されるが、本図幅地域には中部層・上部層が分布する。社名淵層の模式地は西隣の「丸瀬布北部」図幅地域内の遠軽町社名淵川流域である。

IV. 3. 1 中部層

本図幅地域に分布する中部層は基底部を構成する基底砂岩礫岩・酸性の火砕岩層（若松火砕岩）・玄武岩質火砕岩（隠沢玄武岩）・安山岩質火砕岩（柴野安山岩）よりなる。これらの火砕岩類は浅い水域で堆積したものと推定される。

〈基底砂岩礫岩〉(Sc)

次に述べる若松沢火砕岩の基底部には開成橋北方、丸大、豊里西方などで部分的に砂岩・礫岩を伴う場合がある。これらの不整合関係については後述する。

基底砂岩礫岩は中～細礫岩と中～細粒砂岩よりなる。これらの砂岩層は緩傾斜の斜交葉理や平行葉理が発達する。礫種は湧別層群に由来する砂岩・泥岩の他、留岡層や藻別層に由来するやや変質した火山岩よりなる。これらはいずれも円～亜円礫である。

基底砂岩礫岩の層厚は3～15mである。

なお、若松火砕岩の基底にみられる砂岩・礫岩のうち層厚1m以下の礫岩については本項であつかった基底砂岩礫岩の中に入れていない。

〈若松火砕岩〉(SWt, SWr)

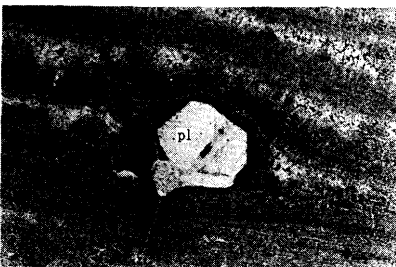
若松火砕岩は西隣の「丸瀬布北部」図幅地域内の若松および社名淵南部に模式的に分布し、流紋岩質～石英安山岩質軽石凝灰岩や粗～細粒凝灰岩および流紋岩溶岩よりなる。本図幅地域では豊里南方、丸大、開成西方および北方に分布し、主に粗～細粒凝灰岩を主とし、一部軽石凝灰岩を伴う。

粗～細粒凝灰岩は軟質で淡黄灰色を呈し、軽石の細片や火山ガラスを主とし、角閃石がめだつことが多い(第51図)。含有される軽石は長径1～3mmで、発泡が良く、くずれ易い。全体に堆積構造に乏しいが、丸大ではラミナの発達した細粒凝灰岩とシルト岩・細粒砂岩の互層部が認められる場合がある。

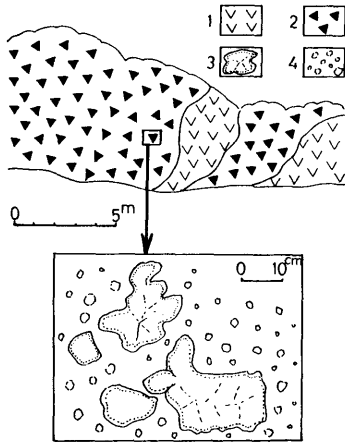
火山岩片は流紋岩・石英安山岩・安山岩(長径1～5cm)を主とする。このうち流紋岩岩片は流理構造が発達し、斜長石斑晶に富む。他に、サポナイト化した輝石斑晶や磁鉄鉱を含む。石基はガラスに富み、二次石英やカルセドニーが多く生成している。

流紋岩溶岩は開成西方と豊里南方に分布し、いずれも流理構造が発達している。岩質は前述の火山岩片と同様であるが、一部真珠岩を伴うことがある。

本図幅地域内における若松火砕岩の層厚は20～120mである。



第51図
若松火砕岩の顕微鏡写真、
横幅は3mm(平行ニコル)、
pl; 斜長石。



第53図

清川北方における隠沢玄武岩の産状。

凡例：1；塊状溶岩，

2；集塊岩，3；火山弾，

4；玄武岩岩片およびスコリア。



第54図

隠沢玄武岩の顕微鏡写真。

横幅は3mm（直交ニコル）。

ol；かんらん石，pl；斜長石。

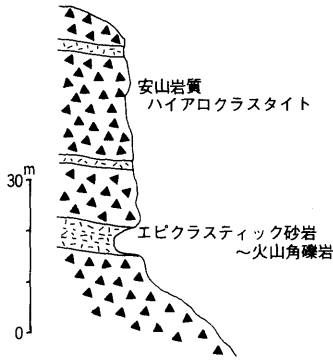
cpx；単斜輝石。

〈柴野安山岩〉（SSt）

西隣の「丸瀬布北部」図幅地域の柴野に模式的に分布し、その一部が本図幅地域内のスキー場入口付近に分布する。瞰望岩を構成するのはこの地層である。

スキー場付近では灰～褐灰色～淡灰色安山岩質火山礫凝灰岩が分布する。火山礫凝灰岩は径1～3cm大の火山礫を主として、一部では多孔質なラビリーストーン状になる。また、軽石を含有し、一部で軽石層の互層状を呈する。

瞰望岩は暗褐色・塊状の安山岩質ハイアロクラスタイトと淡黄灰色のエピクラスティック砂岩～火山角礫岩からなる（第55図）。



第55図
瞰望岩における栄野安山岩の地質柱状。

これらの火山噴出物の層厚は瞰望岩付近では最大70mであるが、スキー場入り口では約15mである。

IV. 3. 2 上部層

上部層は谷本川火砕岩・三沢川流紋岩・南ノ沢玄武岩・背谷牛山安山岩からなり、主に陸域で噴火・堆積した火山岩類より構成される。

〈谷本川火砕岩〉(SMt, SMw)

谷本川火砕岩は西隣の「丸瀬布北部」図幅地域の谷本川を模式地とし、本図幅地域西部の丸大西方と留岡北方の丘陵地に分布する。主として石英安山岩質火砕岩類である。それらは凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩を主とし、基底には溶結凝灰岩を伴う。

丸大西方に分布する溶結凝灰岩は層厚5～10mで、本質レンズは1×5mm～5×30cmと変化に富み、全般にガラス質である。本質レンズはガラス質で、少量の斜長石を含有するのに対して、基質ガラスは斜長石・石英・黒雲母に富む。含有岩片は1～5cmの安山岩・石英安山岩・流紋岩が主で、白亜系から由来した砂岩や頁岩も含有する。

凝灰角礫岩は径1～6cmの斜長石に富む石英安山岩や溶結凝灰岩などの火山岩片と多孔質な火山ガラスよりなる基質より構成される(第56図)。基質中には斜長石・石英・黒雲母が含まれる。凝灰角礫岩中には火山礫凝灰岩を部分的に介在する。異質岩片として白亜系から由来した砂岩や頁岩も含有される。

本図幅地域内における谷本川火砕岩の層厚約80mである。



第56図
谷本川火砕岩の顕微鏡写真。
横幅は3mm（平行ニコル）。

〈三沢川流紋岩〉（SSr）

西隣の「丸瀬布北部」図幅地域内の三沢川流域に模式的に分布し、本図幅地域西部のスキー場付近にその延長部が認められる。三沢川流紋岩は流理の発達した流紋岩で少量の長石・石英を含有する。流理は各地点で著しく変化に富む。層厚は50～70mである。

〈南ノ沢玄武岩〉（SMb）

富美の南ノ沢南西部（「丸瀬布北部」図幅地域内）から南部にかけてと開成東方に分布し、白垂系・留岡層を不整合におおっている。主に、玄武岩溶岩よりなるが、底部部や溶岩中には一部泥流状堆積物が認められる。開成西方では湧別層群を不整合におおひ、主に玄武岩質自破碎状溶岩（ブロックラバー）よりなる。また、弥生付近ではこの風化岩塊が点在する。

鏡下ではインターグラニューラー組織を示し、斜長石（0.2～0.4mm）・単斜輝石（0.1～0.3mm）・かんらん石（0.1～0.6mm）の斑晶鉱物が多い。また、少量の斜方輝石と石英斑晶を含有する。石基はガラスに乏しく、斜長石・単斜輝石・斜



第57図
南ノ沢玄武岩の顕微鏡写真。
横幅は3mm（直交ニコル）。
pl；斜長石， cpx；単斜輝石。

方輝石・不透明鉱物よりなる（第57図）。

南ノ沢玄武岩の全層厚は80m以上である。

〈背谷牛山安山岩〉（STa）

南西側の「丸瀬布」図幅および西隣の「丸瀬布北部」図幅地域内に広く分布し、その一部が本図幅地域西部のスキー場付近に認められる。三沢川流紋岩の上位に重なり、主に、安山岩溶岩よりなる。溶岩は塊状部、平板状節理の発達した部分、自破砕状部（ブロックラバーや火山角礫岩）などからなる。

鏡下ではピロタキシティック組織、またはハイアロピリティック組織を示し、斑晶鉱物は斜長石(0.1~0.3mm)・単斜輝石(0.05~0.2mm)・斜方輝石(0.05~0.2mm)よりなる。石基は0.05mm以下の斜長石のラスが流理方向に配列し、ガラス中に0.01mm以下の微粒な不透明鉱物とマイクロライトが散点する（第58図）。



第58図
背谷牛山安山岩の顕微鏡写真。
横幅は3mm（直交ニコル）。
pl；斜長石， px；輝石。

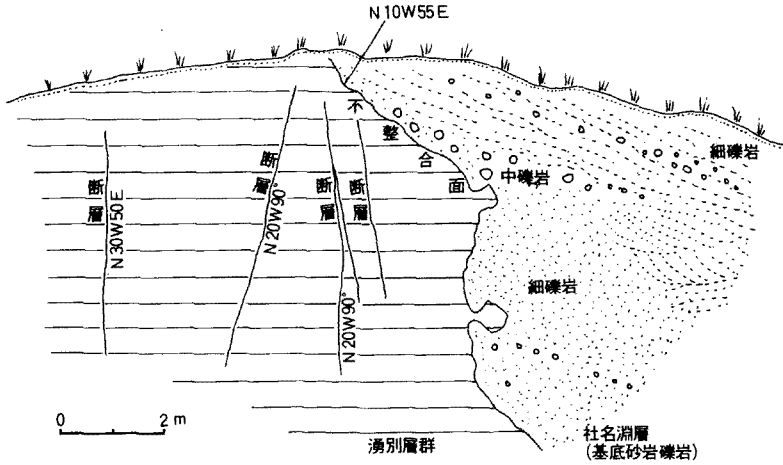
IV. 3. 3 層序関係および対比

社名淵層は白亜系・留岡層不整合に覆い、また、藻別層とは西隣の「丸瀬布北部」図幅地域内で不整合関係が確認されている。

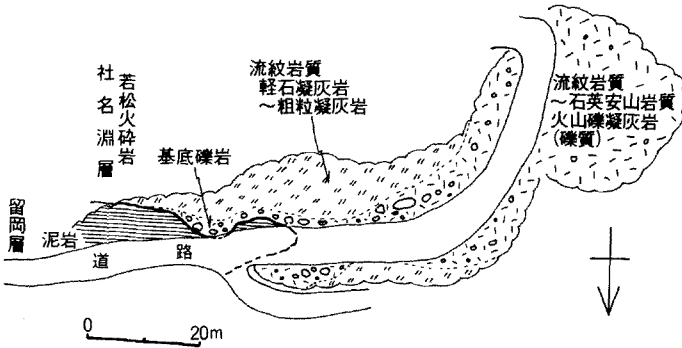
本図幅地域内の学田西方では基底砂岩礫岩は湧別層群とやや凹凸が顕著なアバット不整合の関係にある。基底砂岩礫岩は細～中礫岩と中～細粒砂岩よりなる（第59図）。

また、丸大南方では留岡層を不整合に若松火砕岩がおおう露頭が認められる。不整合面上位の火山礫凝灰岩は異質岩片に富み、一部礫岩様を呈する（第60図）。

西隣の「丸瀬布北部」図幅地域内の社名淵層下部層には植物化石（社名淵植



第59図 学田西方における基底砂岩礫岩と湧別層群の不整合露頭。



第60図 丸大南方における基底砂岩礫岩と留岡層の不整合露頭。

物化石群：竹内、1942; Tanai, 1961; 八幡ほか、1988)が多産し、また、淡水性珪藻化石を産する(通産省、1968)。八幡・西戸(1989)は隠沢玄武岩のK-Ar年代は $7.3 \pm 0.4\text{Ma}$ 、背谷牛山安山岩のそれは $7.2 \pm 0.4\text{Ma}$ であるとし、社名淵層は後期中新世であるとした。

IV. 4 貫入岩類

本図幅地域には玄武岩・石英安山岩・流紋岩の貫入岩が分布する。

IV. 4. 1 玄武岩(Ba)

南ノ沢東方に分布する。南北1.5km、東西0.5kmの規模を有し、湧別層群および南ノ沢玄武岩に貫入している。岩質は南ノ沢玄武岩と同様で、一部南ノ沢玄武岩に移化する産状を示すことから、これは南ノ沢玄武岩の火道部と考えられる。

一方、本図幅地域東縁部の若里東部では幅数mの2本の玄武岩岩脈が認められる。鏡下では0.1~0.3mm大の斜長石・単斜輝石・斜方輝石および磁鉄鉱がインターサータル組織を示す。石基ガラスは一部サボナイト化し、他は全体に新鮮である(第61図)。



第61図
若里東方の玄武岩の顕微鏡写真。
横幅は3mm(直交ニコル)。

IV. 4. 2 石英安山岩(Da)

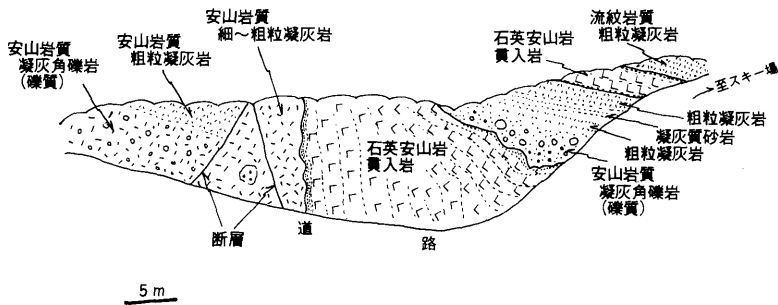
スキー場入口付近に幅20mの岩脈と厚さ2mのシート状岩体が榮野安山岩と若松火砕岩中に貫入している(第62図)。

前者はガラス基流晶質組織を示し、アルバイト化した斜長石斑晶が認められる。石基は変質し、流理に沿って微粒の石英やカルセドニーが生成している。

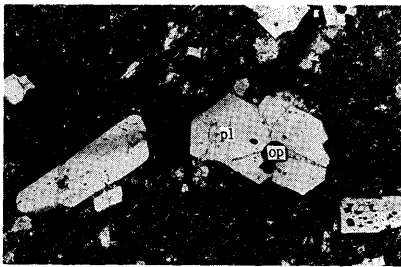
後者は全体に新鮮で、斜長石・単斜輝石が集斑晶をなし、石基はガラス質で斜長石ラスと単斜輝石・不透明鉱物が認められる(第63図)。

IV. 4. 3 流紋岩(Ry)

本図幅地域東縁の円山には1,000m×600mの流紋岩岩体とこれに隣接する幅数



第62図 スキー場入口付近の石英安山岩貫入岩の産状。



第63図
スキー場入口付近の石英安山岩の
微鏡写真。
横幅は3mm (平行ニコル)。
pl; 斜長石, op; 不透明鉱物。

mの小規模な流紋岩岩脈が分布する。鏡下ではガラス基流晶質で、新鮮な斜長石斑晶がめだつ。石基は斜長石ラスと石英の微粒結晶および火山ガラスよりなる。石基ガラスは全体に粘土鉱物と石英により交代されている。

IV. 5 新第三系の地質構造

本図幅地域の新第三系は湧別川および生田原川を通るほぼN-S性の低地の西側に主に分布している。この分布と新第三系の層序から、この低地付近は主として中新世の堆積盆地の縁辺部に相当するものと推定される。

また、新第三系にはNNE-SSW~N-S系、NE-SW系、NW-SE系の3系統の断層が発達している。

NNE-SSW~N-S系の断層は熊ノ沢西方において湧別層群と藻別層の境界(富

美断層、八幡ほか、1988) と富美付近の湧別層群中を通る断層で、見かけ上、西落ちの正断層である。

NE-SW系の断層は瞰望岩付近を通る2本の断層と留岡南方を通る断層であり、いずれも見かけ上、南落ちの正断層である。

NW-SE系の断層は上湧別西方の湧別層群と社名淵層を境する断層と開盛西方において留岡層と社名淵層を境する断層で、いずれも見かけ上、正断層である。

一方、これらの断層系に規制された新第三系は次のような分布を示す。藻別層は富美断層以西の「丸瀬布北部」図幅地域に広く分布する。留岡層は遠軽西方に分布し、10~20°西~南西傾斜である。社名淵層は開盛西北部や遠軽西方の山地や丘陵の頂部に緩やかな傾斜で分布する他、遠軽南方では湧別川河床から遠軽スキー場にかけて分布し、西~南西に10~35°傾斜する。

V. 第四系

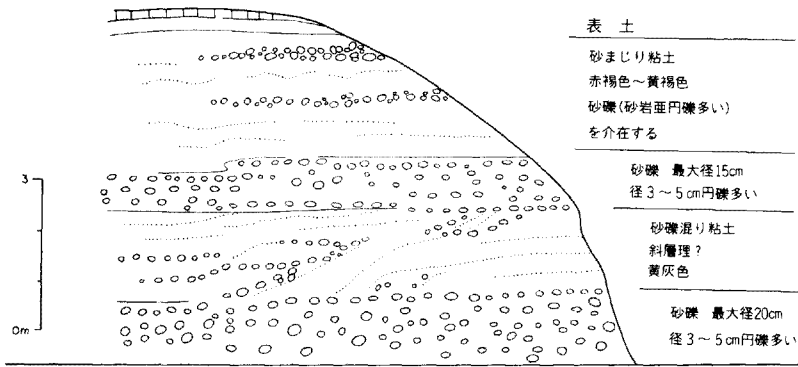
本地域に分布する第四系は、サロマ湖岸や河川沿いに分布する段丘堆積物、沖積層、および山地・丘陵に分布する地すべり堆積物や崖錐堆積物などである。

V. 1 段丘堆積物 (t_1, t_2, t_3)

湧別川・芭露川・志撫子川・計呂地川・床丹川・佐呂間別川の本流とその支流沿いに分布する河岸段丘堆積物、およびオホーツク海側に分布する海岸段丘堆積物からなる。河川からの高さにより t_1 、 t_2 、および t_3 に区分した。

湧別川沿いの段丘堆積物は露頭で観察した限り、いずれの面も厚さ3m以上の場合が多く、砂礫を主としシルト・粘土をとまう。後述(V.5)のように、湧別川沿いでは堆積物の厚さは8mに達する場合もあるとみられる。礫は新第三系から由来する火山岩が多い。一般に t_1 面の堆積物は表面に近い部分ではやや粘土質であるが、山際の緩斜面の部分では、比較的厚い灰色の粘土や角礫混じりの粘土をとまうことがある。中土場川、トーウンナイ川、などの小河川の出口にあたる t_2 ~ t_3 面は開折された小扇状地面と考えられるが、このような部分の堆積物はシルトや粘土の量が多くなる(第64図)。

芭露川など、湧別層群分布域の段丘堆積物は砂岩の亜角礫を主体とし、砂・



第64図 t₂面堆積物のスケッチ。向遠軽土取り場。

シルト・粘土をともなう。芭露川などの比較的面積の小さな段丘では粘土混じりの角礫層が多い。計呂地川沿いなどには、山麓緩斜面から緩やかに移り変わる広い段丘面があるが、このような段丘には部分的に3m以上の厚さの粘土層が発達することがある。志撫子や計呂地川ぞいの地域では地形面と堆積物の分布とは必ずしも一致せず表土下に直接湧別層群の砂岩泥岩互層の弱風化部が分布することも多い。

芭露市街地北東の海岸段丘堆積物は、灰色(~黄褐色)の厚い粘土(“重粘土”)を主とする。

V. 2 崖錐堆積物および玄武岩質残積岩塊 (Td)

開成東方の湧別川右岸の山地では、山頂平坦面直下や溪岸には崖錐堆積物が、南の沢玄武岩の分布域の周辺には、それに由来する玄武岩質残積岩塊が分布する。

崖錐および緩斜面堆積物は玄武岩の亜角礫~亜円礫、砂岩・泥岩の角礫~亜角礫、および角礫混じり粘土などからなる。これらは古い地すべり堆積物を主とするとみられるが、滑落崖や移動土塊の輪郭は不明瞭である。

遠軽町弥生付近の山頂平坦~緩斜面には、最大径4mにおよぶ、玄武岩亜角~亜円礫の転石が点々と分布している。この亜角礫の堆積物は、本来この面を覆っていた新第三系南ノ沢玄武岩の風化残留堆積物と考えられる。

V. 3 地すべり堆積物 (Ld)

南ノ沢、南兵村西方、開成東方、および学田東方に規模の大きな地すべり地形とその堆積物が見られる。地質図には示していないが、湧別層群分布域にも小規模な地すべり地形は見られる。南ノ沢や学田東方の地すべり堆積物は玄武岩の亜角礫～亜円礫、砂岩・泥岩の角礫～亜角礫、および角礫混じり粘土などからなる。なお、湧別層群分布地域の地すべり地形の周辺には岩盤クリープによるとみられる“断層”が見られることがある(第13・36図)。

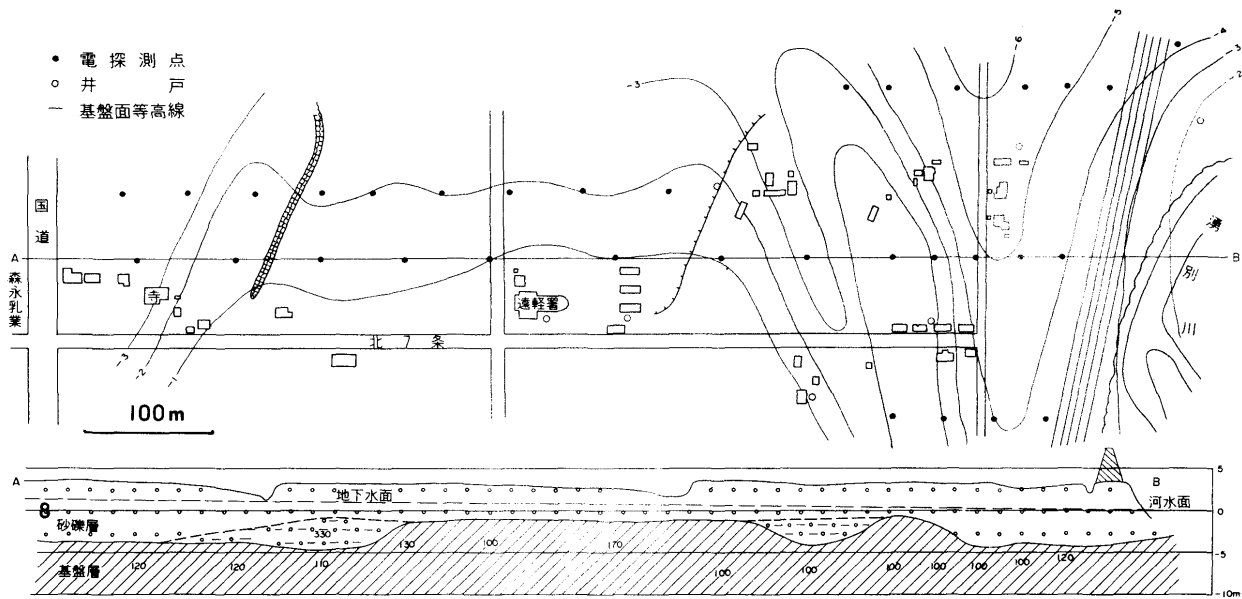
V. 4 沖積層 (a, ac, as)

本図幅の沖積層は、湧別川の河川改修以前の河道や上湧別付近の小河川の旧河道の堆積物(ac)、サロマ湖岸の浜堤堆積物(as)、現在の湧別川・サロマ湖の湖岸・河岸の堆積物、およびその他の氾濫原・後背湿地などの未区分沖積層(a)からなる。湧別川沿いの沖積層はいずれも主として砂礫からなり、粘土・シルトを伴う。山地・丘陵の谷床に分布する沖積層は、粘土・シルト・砂礫からなりしばしば木材の破片を含む。サロマ湖岸の浜堤堆積物は主として細礫混じりの砂で、その後背の低地や小河川の河口付近の低地には泥炭・シルト・粘土を主とする堆積物の分布が予想される。現在の湖岸堆積物は、粘土～シルト質堆積物の多い部分と砂岩などの亜円～亜角礫の多い部分がある。

V. 5 電気探査から推定される第四系の基底深度

湧別川や芭露川ぞいに発達する第四系については、1950年代から地下水調査のための電気探査が実施されている。それらのデータによれば、湧別川低地の第四系砂礫層の下位の基盤の表面には旧河川が削った谷が埋没していると考えられている(山口・小原、1962)。

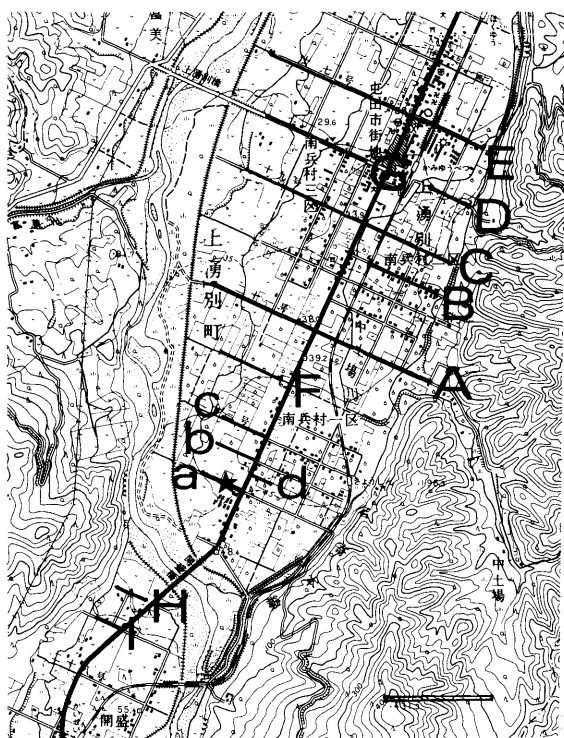
遠軽町市街地付近については詳細は不明であるが、北部(山口・小原、1962)、では t_3 面堆積物の基底は地表下3～8mにあり、中央部で浅く、西の山ぎわと東の湧別川側に深いとされている(第65図)。また、市街地南部の電報電話局の井戸で地表下11m、松屋旅館の井戸では同じく4m前後で基盤岩に達しており、山側にやや深い谷の分布が予想される。



第65図 遠軽市街北部の地層比抵抗断面図。
山口・小原(1962)による。

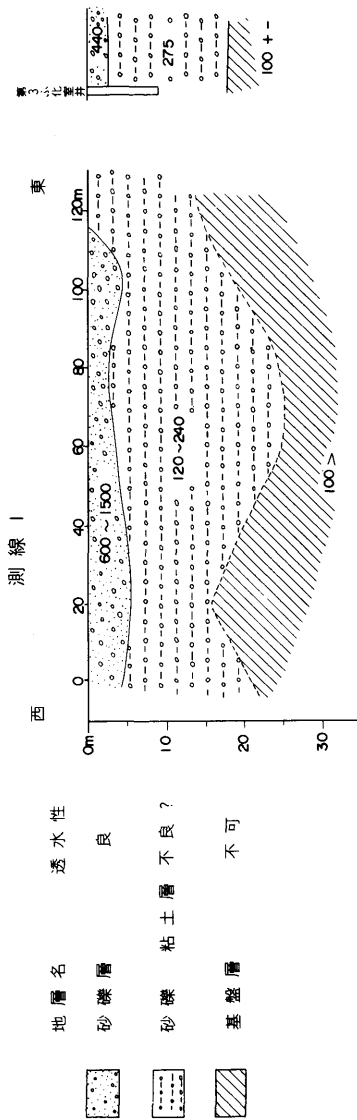
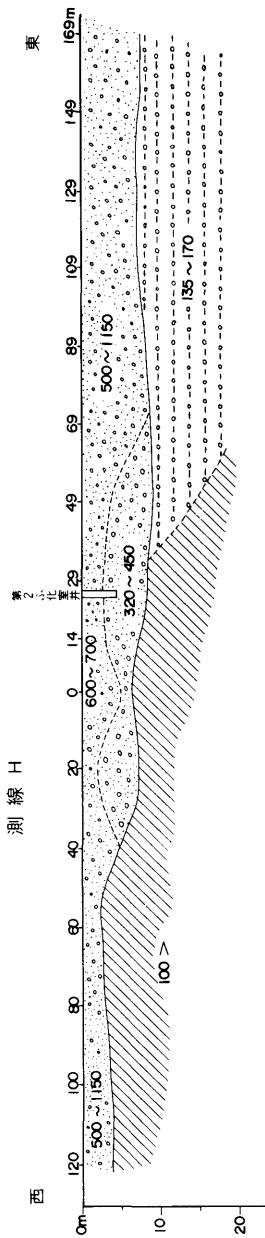
開成北方の地域（小原、1970未公表）の旧河道では、比抵抗値500～1500オームmの砂礫層とみられる堆積物の基底は、地表下3～4mおよび7～8mで西側に深くなっている（第67図測線H）。西側ではこれらの下に120～275オームmのやや粘土質の堆積物が予想されている。t₃面では（第67図測線I）、砂礫層は地表下3m前後までで、測線Hの延長とみられる粘土を介在する堆積物が深さ23m付近まで谷を埋めるように分布する。

上湧別町市街地から南兵村にかけての地域（和気・嵯峨山、1973未公表；深見、1988）では、ほぼ550mの間隔で電気探査測線が引かれている（第66図）。これによれば、砂礫層と推定される200～1200オームmの高比抵抗層の基底深度は、

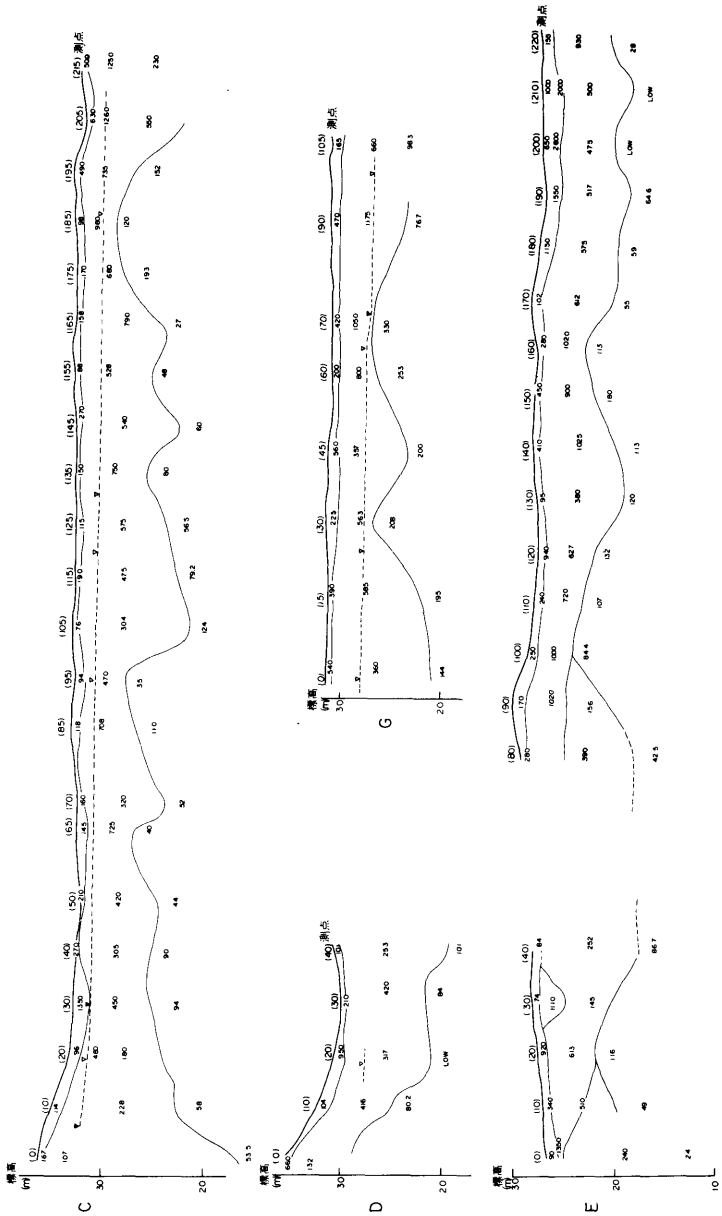


第66図 湧別川低地の電気探査測線位置

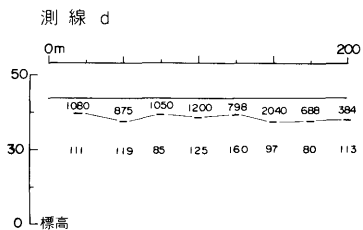
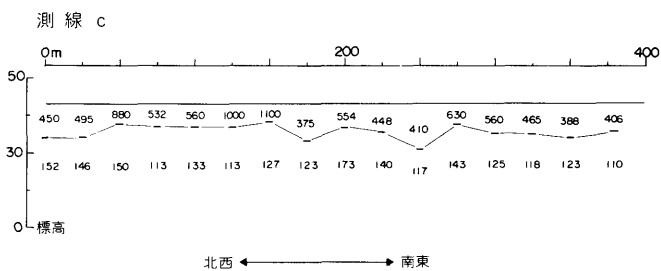
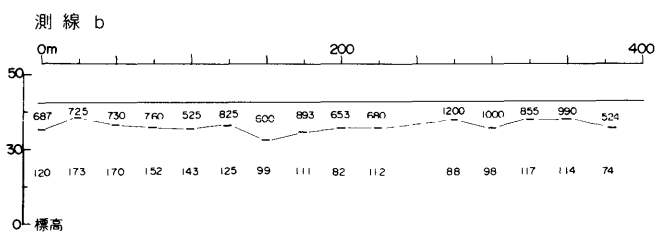
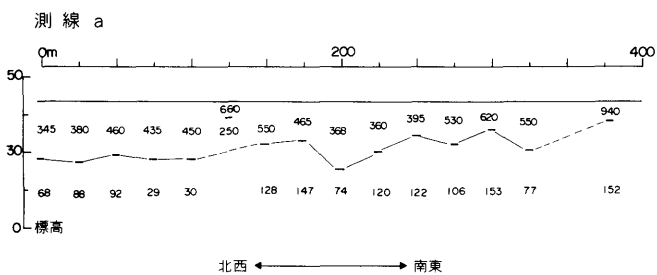
A～Gは和気・嵯峨山(1973未公表)，a～dは深見(1988)，およびH～Iは小原(1970未公表)による。国土地理院発行の5万分の1地形図「遠軽」を使用した。
星印は南兵村地下水調査井位置スケールは1km。



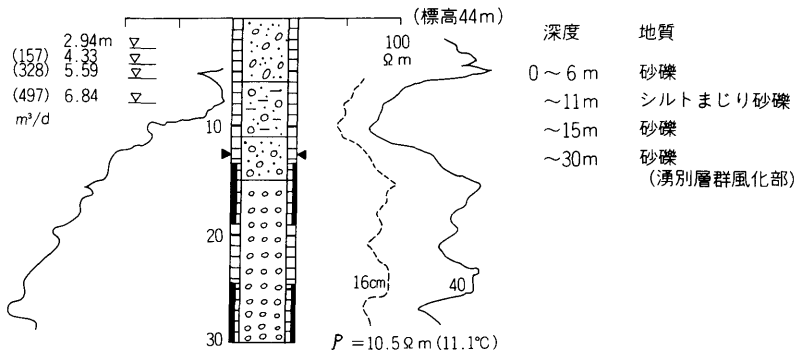
第67図 (1) 湧別川低地の地層比抵抗断面図。
および小原 (1970未公表) による。



第67図 (3) 湧別川低地の地層比抵抗断面図。
和気・嵯峨山 (1973未公表) による。



第67図 (4) 湧別川低地の地層比抵抗断面図。
深見 (1988) による。

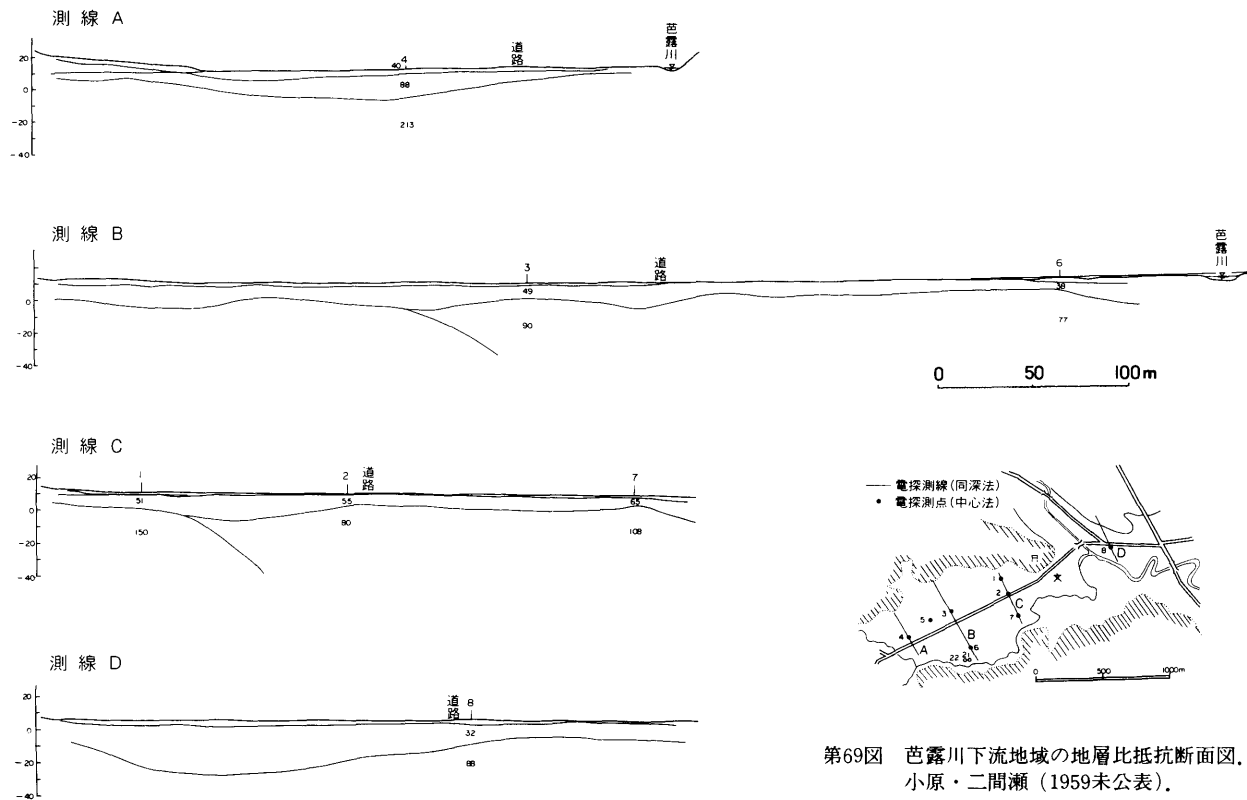


第68図 南浜村地区地下水調査井の柱状図（深見，1988）。
位置は65図参照。

地表面下4～15mで変化が著しい（第67図2から4）。この地域も遠軽市街付近と同様に、“基盤岩”からなる深度4～8m前後の高まりと10～14mの谷が埋没しているものと考えられる。これらの谷の側方への連続性は、凹凸が激しいため十分追跡は出来ないが、全体として網状流路の形態を取っているものと推定される。測線Aなどの東方の山地沿いでは堆積物の厚さが15mにもなる。これは中土壌川の扇状地堆積物が重複しているためである。

この地域の“基盤岩”は湧別川の現河床で見える限り湧別層群である。しかし、南浜村の地下水調査井（第68図）では、埋没谷の砂礫層は地表面下15mまでで、30m深まで明瞭な湧別層群に到達していない（深見，1988）。15～30mの間の“砂礫（湧別層群風化部？）”は遠軽市街地付近にみられるような粘土混じりの礫層の可能性が強く、200オームm以下の“基盤岩層”には第四紀の粘土質堆積物を含む可能性もある。

芭露川下流の低地の沖積層では、130オームm以上をしめす基盤は、上流から下流に向かって次第に深くなり、その深度は上流で数mであり、下流域で30mを越える（第69図：小原・二間瀬，1959；1959未公表）。芭露市街地北部の井戸では基盤深度33.9mという記録がある（長尾，1958）。



第69図 芭露川下流地域の地層比抵抗断面図。
小原・二間瀬 (1959未公表)。

VI. 応用地質

鉱物資源として現在、稼行されているものはない。かつて計呂地円山鉱山で金銀鉱石が採掘されたことがある。そのほかには見るべきものは発見されていない。

本地域はオホーツク海沿岸の寡雨地帯にあたり地下水に対する期待が大きく、いくつかの地点で地下水調査が実施されている。大規模な地盤災害は知られていない。

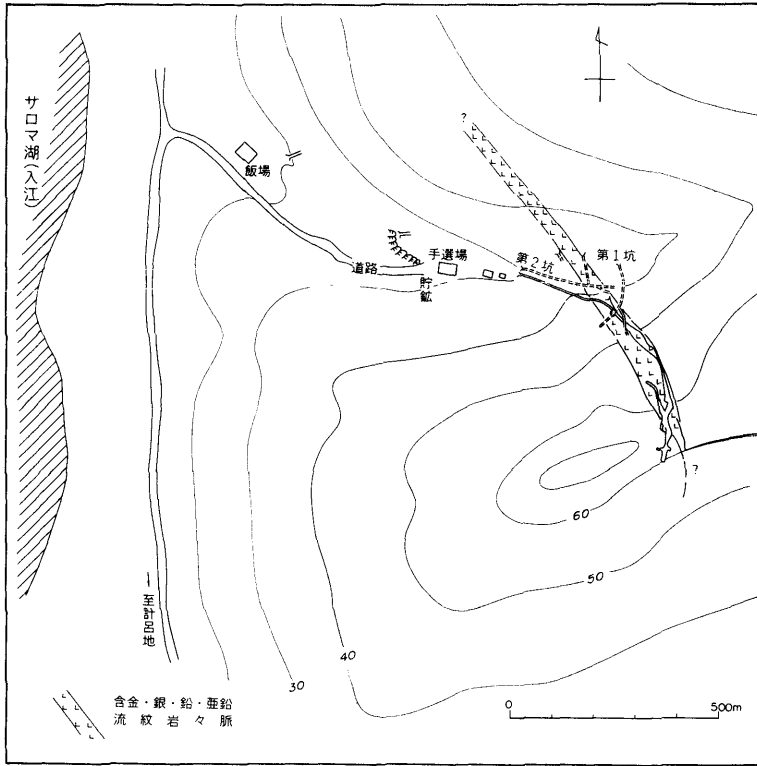
VI. 1 金銀鉱床—計呂地円山鉱山

藤原（1959未公表）、番場ほか（1964）、北海道立地下資源調査所（1983）および通商産業省資源エネルギー庁（1990）などの調査報告があり、これらに基づいて記載する。

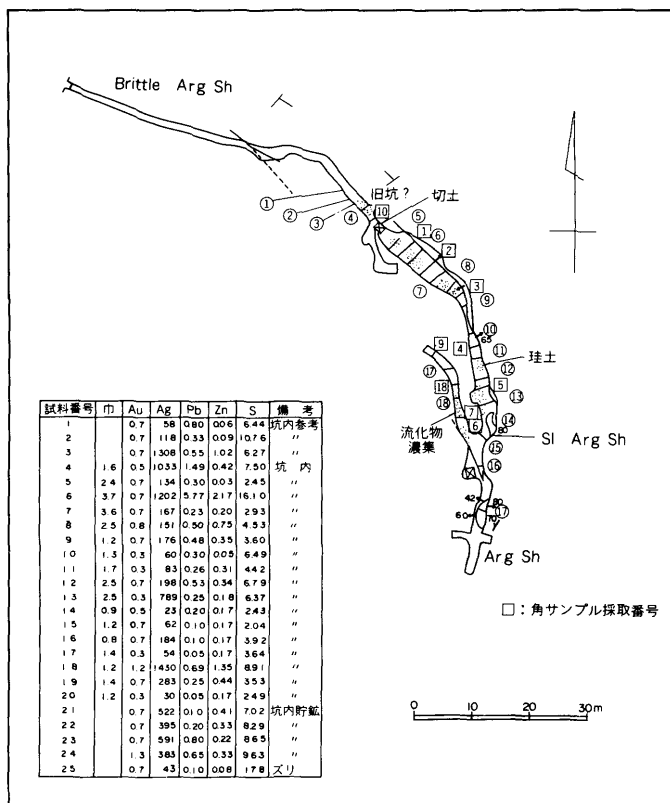
位置 湧別町計呂地の旧湧網線計呂地駅の北1.5km、現在の国設円山キャンプ場から南南東約500mの地点に位置する。

沿革 昭和19年福島市の早田光太郎氏が湖畔で黄鉄鉱の転石を拾い、昭和24年鉱区を設定した。その後トレンチによって鉱化帯を発見し、3坑道の探鉱が実施されたが、昭和27年の十勝沖地震により2坑道が崩壊した。昭和29年には第2坑を50m掘進し鉱脈の尖頭を捉えている。昭和29年7月に小坂鉱業所へ崩壊堆積物中の鉱石を10t送鉱している。同氏による探鉱は昭和41年頃まで続いた。

鉱床 本鉱床は湧別層群の薄層理砂岩泥岩互層に貫入した流紋岩中の浅熱水性裂か充填鉱床である。流紋岩の岩脈の走向はNW-SEで、その東南東の尾根付近には湧別層群の泥岩・砂岩中に網状珪化岩や石英脈の発達が認められている。鉱床全体としての走向傾斜はN30°W、60°Sで、脈の東は断層で切られ西側は尖滅しているといわれる。鉱床の規模は幅5～10m、延長約50mである（第70図）。鉱脈の上部には一見凝灰角礫岩様を呈する堆積物（上述の崩壊堆積物）があり、脈石英が角礫として含まれている。品位はAuが0.n～1.ng/t、Agが数10g/t～数100g/tで、富鉱部ではAu0.7g/t、Ag1202g/t（採取幅3.7m）、およびAu1.2g/t、Ag1430g/t（採取幅1.2m）である（第71図）。構成鉱物は銀鉱物（輝銀鉱?）・黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・辰砂でほかにテルル鉱物も含まれるという。



第70図 計呂地円山鉱山の地質鉱床図。
 通商産業省資源エネルギー庁（1990）より引用。



第71図 計呂地円山鉱山の坑内スケッチと品位。
通商産業省資源エネルギー庁（1990）より引用。

VI. 2 採石資源

湧別層群の砂岩や砂岩泥岩互層は、路盤材などとしていくつかの地点で採掘されている。社名淵層谷本川火砕岩中の凝灰角礫岩は多孔質で、その転石はしばしば庭石や積み石として使用されている。本地域では利用されていないが、同層の玄武岩は、隣接函館地域では骨材として採掘されている。湧別川流域では段丘堆積物や沖積層の砂礫が採取されている。

VI. 3 地下水

本地域での地下水の有力な帯水層は湧別川沿いの第四系で、広く分布する湧別層群や中新統は帯水層としては期待できない（小原ほか、1980）。

湧別川沿いの第四系では、深度5～25mの段丘堆積物・沖積層の砂礫層がその有力な帯水層になっており、地下水の主体は河川の伏流水である（山口・小原、1962、；小原、1970未公表；和気・嵯峨山、1973未公表；深見、1988）。その比湧出力は $47.8\sim 2,442\text{m}^3/\text{日}\cdot\text{m}$ と潤水深が厚ければ極めて有力な帯水層である（小原ほか、1980）。

湧別層群の分布地域では裂か水を目的とする調査が実施されている（和田・小原、1978；小原、1983、1990）。揚水試験の結果、比湧出力は $0.4\sim 7.3\text{m}^3/\text{日}\cdot\text{m}$ で“帯水層”としては良好ではない。しかし、若佐層のような砂岩質の地層では亀裂の性状や地質状況を正確に把握することで、ある程度の地下水はえられる場合もある（和田・小原、1978）。

遠軽公園西側の中新統社名淵層の分布地域での調査によれば（広田、1986）、比湧出力 $6\sim 21\text{m}^3/\text{日}\cdot\text{m}$ で小規模な地下水利用は可能である。

本地域に温泉の湧出は知られていない。

VI. 4 天然ガス徴

本地域北部の芭露付近の低地からオホーツク海岸の段丘にあたる地域にはガス徴が知られており、かつて調査されたことがある（橋本・長尾、1956；長尾、1958）。

VI. 5 災害地質・表層地質

本図幅地域では大きな地盤災害の記録はない。湧別川沿いの低地では戦前までは大きな洪水に見舞われることが多く、その被害は旧河道から t_3 面にかけて広い範囲に及んだ。最近では、築堤の進展などにより被害は大幅に減り、昭和50年8月、などに浸水被害が出ている程度である（国土庁土地局国土調査課、1983）。

地すべり地形は南ノ沢や開成・学田などに大きなものがみられ、ほかにも小規模な地すべり地形は点々と分布する。地すべり防止区域の指定地はなく（平

成3年3月現在)、安定したものが多いと思われるが開発行為にあたっては事前の注意が必要である。なお、崖錐堆積物などの不安定土砂の多い中土場川やポン川の流域は砂防指定地となっている。

これまで本図幅地域では例がないが、近年、大規模な地形改変をともなう開発行為が増加している。湧別層群の分布する山地や丘陵の表層は一般に強風化部は薄く、山麓緩斜面などを除いて地形改変の自由度は大きくないが、薄層理互層の場合にはリッパなどの掘削機械によっては土工可能である。新第三系では凝灰質岩の一部に軟質で、かつ強風化部の厚いものが報告されている（北海道開発局農業水産部、1989）。このような部分では開発によって土砂の流失などが起こることもあるので、実施に当たっては、上述の地すべり地形と同様に事前の十分な調査とそれに応じた設計が必要である。

文 献

- 秋山達志・岡村真・木村学 (1990) 北海道佐呂間地域K-T境界の地質と年代。日本地質学97年会講演要旨, 138.
- Bamba, T. (1984) The Tokoro belt, a tectonic unit of the central axial Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, [4], 19, 415-438.
- 番場猛夫・成田英吉・松村明 (1964) 北見国サロマ湖・チミケツブ湖地域の珪石・マンガン・銅・硫化鉄・金銀鉱床, 北海道立地下資源調査資料, no, 90, 北海道開発庁, 21p.
- Bouma, A. H. (1962) *Sedimentology of some flysh deposits.* Elsevier, Amsterdam, 168p.
- 遠藤邦彦・上杉 陽 (1972) オホーツク海沿岸トコロ海岸平野の地形地質。東京大学文学部編「常呂」, 493-504.
- Forman, H. P. (1977) Mesozoic radiolaria from Atlantic basin and its borderlands. In Swan, F. M. (ed.): *Stratigraphic micropaleontology of Atlantic, Basin and borderlands.* Elsevier, Amsterdam, 305-320.
- 藤原哲夫 (1959MS) 計呂地円山鉱山調査報告。地下資源調査所所内報告, 5 p.
- 深見浩司 (1988) 上湧別町南兵村地区。昭和60年度畑作振興深層地下水報告書, 北海道農地開発部, 43-50.
- 長谷川潔・魚住悟 (1975) 5万分の1地質図幅「興部」および同説明書。北海道立地下資源調査所, 23p.
- 橋本 亘 (1958) 北海道の地質, 20万分の1北海道地質図幅説明書, 北海道立地下資源調査所, 26p.
- ・長尾捨一 (1956) 北見国紋別郡における油微ならびに天然ガス。石油技術協会誌, 21, 102-105.
- Hollis, C. J. (1989) Radiolaria from K-T boundary sections in N. E. Marlborough. *Abstract of Geol. soc. New Zealand, Misc. Pub.*, 43, 50.
- 広田知保 (1986) 遠軽町丸大地区。昭和60年度畑作振興深層地下水調査報告書, 北海道農地開発部, 43-54.

- 北海道開発局農業水産部 (1989) 国営農地開発事業調査計画地区, 生田原川地区表層地質調査報告書, 51p.
- 北海道立地下資源調査所 (1983) 北海道の金属鉱物資源 (北海道の地質と資源 III), 62p.
- 岩田圭示 (1989) 北日本における白亜紀末の放散虫化石群集とその変遷に関する研究. 文部省科研費成果報告書, 北海道大学理学部, 16p.
- Iwata, K. and Tajika, J. (1986) Late Cretaceous radiolarians of the Yubetsu Group, Tokoro Belt, northeast Hokkaido. *Jour, Fac, Sci., Hokkaido Univ.*, [4], 21, 619-644.
- 岩田圭示・渡部真人・中村耕二・魚住悟 (1983) 北海道東北部, サロマ湖周辺の先第三系よりジュラ紀および白亜紀放散虫化石の産出(予報), *地球科学*, 37, 225-228.
- 神保小虎 (1892) 北海道地質報文 (下巻). 北海道庁, 289p.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層, 分布図と資料. 東京大学出版会, 363p.
- (1991) 「新編」日本の活断層, 分布図と資料. 東京大学出版会, 438p.
- 君波和雄 (1989) 北海道周辺のテクトニクスに関するいくつかの新提案. *月刊地球*, 11, 309-315.
- ・紀藤典夫・田近 淳 (1985) 北海道の中生界一層序・年代とその意義. *地球科学*, 39, 1-17.
- ・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫 (1986) 北海道中生界の構造区分と層序. *地団研専報*no. 31, 1-15.
- ・紺谷吉弘 (1983) 常呂帯佐呂間層群の堆積学的研究. *地球科学*, 37, 38-47.
- Kiminami, K. and Kontani, Y. (1979) Pre-Cretaceous paleocurrents of the northeastern Hidaka belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. sci., Hokkaido Univ.* [4], 19, 179-188.
- and ——— (1983) Mesozoic arc trench systems in Hokkaido, Japan. *In* M. Hashimoto and S. Uyeda (eds.) : *Accretion tectonics in the circum-Pacific regions*. Terrapub, Tokyo, 107-122.
- 君波和雄・柴田賢・内海 茂 (1990) 常呂帯湧別層群中の凝灰岩のK-Ar年代.

- 地質雑, 96, 77-80.
- ・水津雅裕・紺谷吉弘 (1983) 常呂帯の中生界より白亜紀型放散虫化石の産出とその意義. 地球科学, **37**, 48-52.
- 木村 学 (1985) 白亜紀北海道の沈み込み様式. 科学, **55**, 24-31.
- 木村敏雄 (1980) 日本列島—その形成に至るまで— [II・下]. 古今書院, 916p.
- 国土庁土地局国土調査課 (1983) 北海道地域主要水系調査利水現況図および主要水系調査書 (渚滑川・湧別川). 国土庁土地局, 197p.
- 小松正幸 (1985) 北海道中軸部の構造帯—その構成, 性格および構造運動—. 地質学論集, no. 25, 137-155.
- 紺谷吉弘・君波和雄・田近 淳・間庭 賢 (1986) 常呂帯・根室帯の白亜紀堆積岩類, 地団研専報, no, 31, 157-171.
- Kontani, Y. and Kiminami, K. (1980) Petrological study of the sandstones in the Pre-Cretaceous Yubetsu Group, northeastern Hidaka Belt, Hokkaido, Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **34**, 307-319.
- 興水建司・金 詰佑 (1987) 北海道中—東部地域の新生界のフィッシュオントラック年代(その4)—陸上火山活動による火砕岩類—. 地質雑, **93**, 217-229.
- 黒田和男・寺岡易司 (1964) 5万分の1地質図幅「サロマ湖及び三里番屋」及び同説明書. 北海道開発庁, 38p.
- Middleton, G. V. and Hampton, M. A. (1973) Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. In: *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Econ, Paleont, Mineral., Pacific Section, 1-38.
- 長尾捨一 (1958) 紋別および湧別付近の油徴, ガス徴調査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 41. 北海道開発庁, 12p.
- 長尾捨一 (1960) 北海道東部の未詳中生層湧別層群について. 有孔虫, **11**, 25-29.
- 中井幸広 (1987) サロマ湖の湖岸, 湖底地形と完新世後半のオホーツク海の海水準変動. 東北地理, **39**, 1-15.
- 中世古幸次郎・西村明子・山内守明・岡田博有 (1988) 北海道の仁頃層群およ

- び空知層群の放散虫化石群集。北海道中軸帯に分布する日高累層群の再検討，文部省科研費（総研A）報告書，北海道大学理学部，354-374。
- 新井田清信・紀藤典夫（1986）北海道における白亜紀島弧-海溝系—その地質構成と造構史—。地団研専報，no. 31，379-402。
- Niida, K. and Research Group of Tokoro Belt (1981) Geology of Tokoro Belt, Hokkaido. *In* Hara, I. (ed.) : *Tectonics of Paired metamorphic belts*. Hiroshima University, 49-55.
- Nishimura, A. (1987) Cenozoic radeolaria in the western north Atlantic, Site 603, Leg 93 of DSDP. *Initial Rept. D. S. D. P.*, 713-737.
- 岡村 真・木村 学(1990)四万十帯と北海道中軸帯。月刊地球，11，345-349。
- 岡村要蔵(1913)北海道北東部地質調査報文。鉱物調査報告，no. 15，農商務省地質調査所，62p。
- 大島和雄（1971）北海道サロマ湖の後氷期の地史。地調月報，22，615-627。
- 小原常弘（1970MS）北海道さけますふ化場北見支場湧別事業地下水調査概報。道立地下資源調査所所内報告，3 p。
- （1983）湧別町計呂地地区。昭和57年度畑作振興深層地下水調査報告書，北海道農地開発部，25-38。
- （1990）遠軽町向遠軽地区。平成元年度畑作振興深層地下水調査報告書，北海道農政部，37-44。
- ・二間瀬冽（1959）湧別町芭露川流域の地下水。地下資源調査所報告，22，31-32。
- ・———（1959MS）湧別町芭露地下水調査報告。地下資源調査所所内報告，4 p。
- ・和田信彦・横山英二・松浪文博・佐藤巖（1980）10万分の1北海道水理地質図幅「北見」および同説明書。道立地下資源調査所，53p。
- Pessagno, E. A. Jr. (1976) Radeolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Vally Sequence, California Coast Ranges. *Micropal*, Spec. Paper, 2, 1-95.
- Petrushevskaya, O., (1977) New radeolarian species from the order Nassellaria. *In*: *New species and genera of marine invertebrates*.

- Explanation of the fauna of the seas*, 21 (29), zool. Inst. Acad. sci. USSR, 10-19. (in Russian)
- 阪口豊 (1959) 北海道の新しい地質時代の地殻変動. 地理評, 32, 401-431.
- Sakakibara, M. (1989) A newly discovered high pressure terrane in eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Metamor. Geol.*, 4, 401-408.
- 榊原正幸 (1989) 常呂変成帯の変成相系列と上昇プロセス. 月刊地球, 11, 278-283.
- ・新井田清信・戸田英明・紀藤典夫・木村学・田近淳・加藤孝幸・吉田昭彦・常呂帯研究グループ (1986) 常呂帯の地質と形成史. 地団研専報, no. 31, 173-187.
- ・—————・戸莉賢二・赤坂正秀・高沢英一・後藤芳彦・芳川雅子・紀藤典夫・田近淳・加藤孝幸・戸田英明・木村学 (1989) 上部白亜系湧別層群中のマンガンジュエル. 地質雑, 95, 341-244.
- 常呂帯研究グループ (1984) 常呂帯仁頃層群の岩石構成と佐呂間層群基底の不整合. 地球科学, 38, 408-419.
- Sanfilippo, A. and Riedel, W. R. (1973) Cenozoic radeolaria (exclusive of the operids, artostrobiids and amphipyndacias) from the Gulf of Mexico, DSDP Leg 10. *Initial Rept, D. S. D. P.*, 10, 475-611.
- 高橋哲弥・相馬吉一・陸川正明・松田文男 (1936) 北海道有用鉱産物調査第6報 (網走支庁管内紋別郡中部). 北工試報告, 60, 3-57.
- ・松田文男 (1936) 北海道有用鉱産物調査報文第8報 (網走支庁管内紋別郡東部および常呂郡西部). 北工試報告, 65, 3-30.
- 竹内嘉助 (1942) 10万分の1地質図幅「鴻之舞」説明書. 北海道工業試験場地質調査報告, no. 6, 22p.
- Tanai, T. (1961) Neogene floral change in Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, [4], 11, 121-398.
- 寺岡易司・黒田和男・平山健 (1962) 北海道サロマ湖南方の「時代未詳中生層」について. 地質雑, 68, 416.
- 寺岡易司・橋本光男・奥村君男 (1973) 北海道北東部中生界の層序・構造および変成作用. 地調月報, 24, 385-392.

- 田近 淳 (1988) 北海道東部常呂帯の上部白亜系湧別層群の層序と構造—海溝付加体モデルの適用. 地質雑, **94**, 817-836.
- (1989) 日高帯北部の白亜紀「付加体」, 月刊地球, **11**, 323-327.
- ・岩田圭示 (1987) オリストストローム? : 訓子府大谷付近の仁頃層群 (予察). 「北海道中軸帯に分布する日高累層群の再検討」総研連絡紙, no. 2, 1-5.
- 通商産業省 (1969) 昭和43年度金鉱山の基礎的地質鉱床調査報告書—鴻之舞・沼の上地域—. 22p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1990) 北海道北部B地域金属鉱床総覧. 平成元年広域地質構造調査報告書別冊, 390p.
- Vishnevskaya V. S. (1986) Middle to Late Cretaceous radiolarian zonation of the Bering region, U. S. S. R. *Mar. micropaleont.*, **11**, 139-149.
- 山田敬一・寺岡易司・石田正夫 (1963) 5万分の1地質図幅「生田原」および同説明書. 北海道開発庁, 41p.
- 吉崎昌一 (1973) タチカルシュナイ遺跡1972 (北海道タチカルシュナイ第V遺跡の草地改良にともなう旧, 中石器時代遺跡の調査報告). 遠軽町教育委員会, 38p.
- 八幡正弘・西戸裕嗣 (1989) 東部北海道, 北見—紋別地域の中新世の火山活動—地質・岩石・K-Ar年代—. 日本地質学会96年会 (水戸) 講演要旨, 532.
- (1990) 東部北海道, “北見グリーンタフ地域” の新第三系とその特徴. 春日井昭教授退官記念論文集, 47-60.
- ・田近 淳・黒沢邦彦・松波武雄 (1988) 5万分の1地質図幅「丸瀬布北部」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 110p.
- 山口久之助・小原常弘 (1962) 遠軽町北部の地下水. 地下資源調査所報告, 26. 81-82.
- 和田信彦・小原常弘 (1978) 佐呂間町若里地区. 昭和52年度畑作振興深層地下水調査報告書, 北海道農地開発部, 37-41.
- 和気 徹・嵯峨山積 (1976MS) 上湧別町南平村屯田地下水調査報告書. 道立地下資源調査所所内報告, 7 p.
- Wako, T (1962) River terraces and gentle slopes along the Yubetsu River-

geomorphological study in northeastern Hokkaido (3). *Sci. Rep., Tohoku Univ* [7], **12**, 31-43.

Walker, R. G., and Mutti, E., (1973) Turbidite facies associations. *In : Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific. Section, 119-158.

Walker, R. G. (1978) Deep-Water sandstone, facies and ancient submarine fans: Models for exploration for Stratigraphic traps. *A. A. P. G. Bull.*, **88**, 273-285.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

ENGARU
(ABASHIRI-24)

BY

Jun TAJIKA and Masahiro YAHATA

(written in 1991)

(Abstract)

The Engaru district of latitude 44°00' to 44°10'N, and longitude 143°30' to 143°45'E, is situated at the eastern part of the Kitami Mountains, and geotectonically belongs to the western margin zone of the Tokoro Belt of Hokkaido.

Geology

This mapped area is mostly composed of Upper Jurassic to Cretaceous melange complex and Upper Cretaceous to Paleogene sedimentary rocks, the latter of which are overlain by Neogene Volcanic and sedimentary rocks and Quarternary sediments, as shown in Table 1.

The Jurassic to Paleogene Systems

The Upper Jurassic to Cretaceous melange Complex (the Nikoro Group) exposed in small area at the southeast margin of the map, consists of sheared and weakly metamorphosed greenstones and chert blocks. These rocks are the fragments of seamount and other oceanic rocks, which were accreted to the Paleo-Kurile Arc in Late Cretaceous time.

The Upper Cretaceous to Paleogene Yubetsu Group distributed widely in the mapped area consists mainly of terrogenous turbidites and

Table 1

Age		Geological System					
Quaternary	Holocene	Alluvial deposits		Talus Deposits	Landslide Deposits		
	Pleistocene	Terrace deposits					
Neogene	Miocene	Late	Shanafuchi F.	Upper	Minaminosawa Basalts	Setaniushiyama Andesites	Intrusive rocks
					Tanimotogawa Pyroclastic Rocks	Misawagawa Rhyolites	
					Kakurezawa Basalts	Sakaeno Andesites	
				Midde	Wakamatsu Volcaniclastic Rocks		
					Basal conglomerate and sandstone		
				Tomeoka F.			
			Middle	Mobeatsu F.	Shibunotsunai Pyroclastic Rocks		
			Early				
			Paleogene	Oligocene			
Eocene							
Paleocene	Yubetsu Group						
	Kumanosawa F.			Kamibaro F.			
	Mukaiengaru F.			Onari F.			
Toyosato F.			Mizuho F.				
Yasukuni F.			Wakasa F.				
Asahino F.			Nakazono F.				
Cretaceous	Late						
	Early	Nikoro Group					
Jurassic							

associated coarse clastic rocks, accompanied small amount of acidic tuff, tuffaceous mudstone, and pelagic and/or hemipelagic green and red mudstones. It is separated from the Nikoro Group by major reverse fault named the Saroma Fault.

The Group has a general strike trend of NE-SW to N-S, and it has been cut by many strike-parallel reverse faults. The turbidite within each formation show steep-dipping and mostly eastward younging, but the radiolarian fossil indicates that the "upper"(eastern) portion of the group is presumably older than the "lower"(western) ones. The faults seem to show imbricate structure as a whole. Therefore, it seems that the Yubetsu Group is a trench accretionary complex formed in an eastward dipping subduction zone along the Paleo-Kurile Arc during the Late Cretaceous to Paleogene crustal convergence.

This group is divided into ten lithological units; the Kumanosawa Formation, Mukaiengaru Formation, Toyosato Formation, Yasukuni Formation, Asahino Formation, Kamibaro Formation, Onari Formation, Mizuho Formation, Wakasa Formation, and Nakazono Formation in eastward order.

The Kumanosawa Formation distributed in the northwest part of the mapped area, consists of dark gray mudstone and thin-bedded turbidite, intercalated with thick-bedded turbidite and thin layers of acidic tuff.

The Mukaiengaru Formation is composed mainly of massive sandstone, thick-bedded turbidite, and pebbly sandstone, interbedded with thin-bedded turbidite and conglomerate.

The Toyosato Formation is composed mainly of the coarsening- and thickening-upward sequences showing pelagic and/or hemipelagic muddy facies overlain by thin- to thick-bedded turbidite facies, interbedded with pebbly and massive sandstones, mudstone and slump facies. The radiolarian fossil indicates that the hemipelagic red and green mudstone of this formation is early Paleocene in age.

The Yasukuni Formation is a coarsening- and thickening-upward large sequence of pelagic and/or hemipelagic mudstone, dark gray mudstone, thin- and thick-bedded turbidites, massive and pebbly sandstones, and conglomerate. The upper portion of this formation, which is made of coarse clastics, shows fining- and thinning-upward sedimentation. Dark gray mudstone and thin-bedded turbidite intercalated with acidic tuff and hemipelagic mudstone increase in thickness northward, but sandstone and conglomerate has become finer and thinner to the same direction.

The Asahino Formation is composed mainly of thick- to thin-bedded turbidite, accompanied with pelagic to hemipelagic green and red mudstones, acidic tuff, pebbly and massive sandstones, dark gray mudstone, and slump facies. The lower portion of the formation shows coarsening- and thickening-upward sequences, and the upper portion fining- and thinning-upward sequences. The radiolarian fossil of the hemipelagic to tuffaceous mudstone indicates early Paleocene.

The Kamibaro Formation is made up of thin- to thick bedded turbidite, intercalated with massive and pebbly sandstones, dark gray mudstone and tuffaceous green mudstone.

The Onari Formation is dominated by dark gray mudstone and thin-bedded turbidite associated with hemipelagic red and green mudstones and pebbly sandstone. The radiolarian fossil indicates that the green, red and dark gray mudstone of this formation accumulated during Late Cretaceous (Campanian or Maastrichtian?) to early Paleocene time.

The Mizuho Formation widely distributed in the eastern portion of the mapped area is mainly composed of monotonous thin-bedded turbidite associated with thick-bedded turbidite, massive and pebbly sandstones, and acidic tuff.

The Wakasa Formation is dominated by pebbly and massive sandstones and thick-bedded turbidite associated with thin-bedded turbidite and slump facies.

The Nakazono Formation distributed in the eastern margin of the mapped area is composed mainly of thin-bedded turbidite accompanied by sandstone and dark gray mudstone.

The Neogene System

The Neogene System is distributed in the western portion of the mapped area. It consists of the middle to upper Miocene volcanic rock and lacustrine deposit, and is divided into three formations, The Mobetsu Formation, Tomeoka Formation, and Shanafuti Formation in ascending order. These Formations are unconformable to each other. Several Neogene dikes has intruded into the Cretaceous to Paleogene Yubetsu Group and the Neogene formations.

The Mobetsu Formation (the Shibunotsunai Pyroclastic Rock Member) distributed in the northwestern margin of the mapped area is composed of rhyolitic to dacitic pumice tuff associated with coarse tuff. The pumice tuff of this formation shows the FT age of 12Ma and the K-Ar age of 11.8 ± 0.6 Ma.

The Tomeoka Formation is comprised mainly basaltic volcanic breccia, tuff breccia and lapilli tuff, intercalated with mudstone and sandstone. The basalt shows the K-Ar age of 8.7 ± 0.7 Ma.

The Shanafuti Formation, comprised of the Lower, Middle and Upper Members, is characterized by lacustrine deposits and subaerial volcanic rocks. The Lower Member does not occur in the area. The Middle Member consists of basal sandstone and conglomerate, rhyolitic lava and tuff (The Wakamatsu Volcaniclastic Rocks), basaltic volcanic breccia and tuff breccia (The Kakurezawa Basalts), and andesitic lapilli tuff (The Sakaeno Andesites). It seems that these volcaniclastic rocks seem to have been accumulated in shallow water environment. The Upper Member is made up of dacitic welded tuff, tuff breccia and lapilli tuff (The Tanimotogawa Pyroclastic Rocks), rhyolite lava (The Misawagawa Rhyolites), basalt lava (The Minaminosawa Basalts), and andesite lava (The Setaniushiyama

Andesites). The basalt lava shows K-Ar age of 7.3 ± 0.4 Ma, and the andesite shows of 7.2 ± 0.4 Ma.

The Quaternary system

The Quaternary systems are composed of the marine and river terrace deposits, the talus and landslide deposits, and alluvial deposits. The terrace deposits are distributed along the main rivers such as the Yubetsu, Baro and Kerochi Rivers and northern shore of the area. They are classified into three terraces in terms of height ; the 1st Terrace Deposits are 15 -40 m high above river level, the 2nd Terrace Deposit 10-15 m high, the 3rd Terrace Deposits are less than 10 m high. The talus and landslide Deposits distributed around the mountains near the Yubetsu River is composed of subangular boulders and pebbles of basalt, clay, etc.

Applied Geology

Mineral Resources

Gold-silver ore deposit occurs in a small scale in the Kerochimaruyama area, but the mine has been closed. The ore deposit is intruded in the epithermal fissure-filling Ag quartz veins within the sandstone interbedded with mudstone of the Yubetsu Group.

Sandstone of the Yubetsu Group, tuff of the Shanafuchi Formation, gravel and sand of the terrace and alluvial deposits are used for civil works.

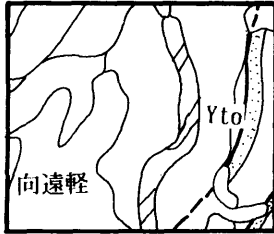
Ground Water

Available ground-water exists in alluvial and terrace deposits along the Yubetsu River. These deposits have specific capacity of 47-2, 442 m³/(day·m). Hower, the Neogene formations have the specific capacity of 6-21 m³/(day·m), and the Yubetsu Group have less than 7 m³/(day·m).

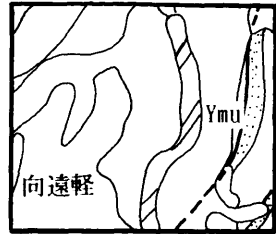
正誤表

地質図に校正ミスがあるので訂正する。

1) 向遠軽付近 Yto (誤) → Ymu (正)

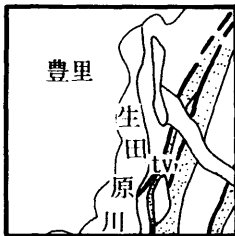


(誤)

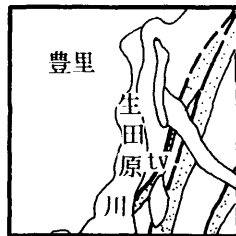


(正)

2) 生田原川ぞい。 tvの分布。



(誤)



(正)

5万分の1地質図幅説明書
(遠 軽)

平成3年12月27日 (1991) 発行

北海道立地下資源調査所

〒060 札幌市北区北19条西12丁目

TEL (011) 747-2211(代)

印刷所 株式会社 大 宣
札幌市中央区南6条西18丁目
TEL (011) 513-2027

EXPLANATORY TEXT
of the
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN
SCALE 1 : 50,000

ENGARU
(ABASHIRI-24)

BY
Jun TAJIKA
&
Masahiro YAHATA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKIDO
FUKUTOSHI HAYAKAWA, DIRECTOR
kita 19 Nishi 12 Kitaku, Sapporo, 060, JAPAN
1991