

南部北上ジュラ紀層の古環境

滝沢文教（地質部）

ジュラ紀の景観

地史の中で描かれるジュラ紀の景観といえば 全般的に温暖で豊かな自然環境が想定され 陸上には ソテツ・イチョウなどの裸子植物それにシダ植物が大繁茂し 海辺の低地には 巨大な虫類わけても地球史最大の陸上動物である恐竜が全盛を極めていた。 また 海では サンゴ礁が現在よりはるか北側の海まで広がって 浅い海を縁どっていた上 アンモン貝・イノムラムス・三角貝といった中生代特有の貝類が栄えていた。 加うるに 空中には始祖鳥がその奇怪な姿で飛びかうというように 化石の中の千両役者が出そろうような景観が ジュラ紀の絵物語なのである。 地質学わけても地史学 (Historical Geology) の入門書や教科書でも 西欧の学者の著したものの中には 想像豊かに何億年前とかの大昔の地球表層の景観を復元した絵が そう入されていることが多く とてもロマンに充ちている。

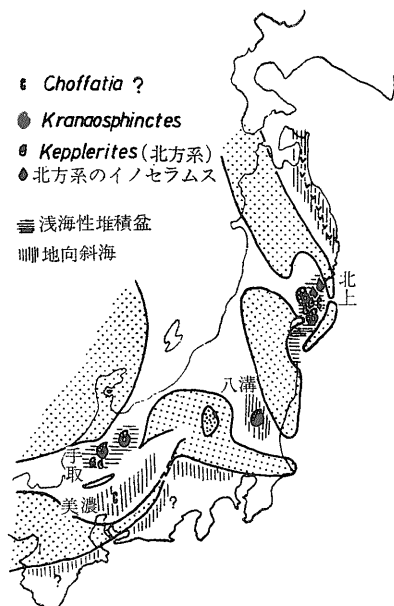
化石の豊富な北上山地を筆者も長年歩くうちに 上に列記したようなたくさんの“古生物”の化石におめにかかってきたが 残念ながら恐竜のような大型陸上動物化石はみつけれなかった。 そこには陸成層や海辺の浅

い環境を示唆する地層が豊富に存在し 恐竜の化石の発見(せめて足跡だけでも)を可能性あるものとして 夢みてきたのであるが どうやらこの夢を実現するチャンスも遠ざかったようである。

余談はさておいて ジュラ紀の日本列島は現在よりも ずい分陸地が狭く 海が列島深く複雑に入り込んでいたことが ジュラ紀層の分布によって推察される。 当時の東北日本の海・陸の分布を大胆に推定したのが 第1図である。 それは小さな島々の集合で “日本諸島” と言う方が適切かも知れない。 当時の日本は 変動の少ない比較的静穏な時代で 太平洋側の海は暖流系が東北日本外側から北海道にまで及び サンゴや石灰藻・層孔虫などを豊富に含む造礁性石灰岩(鳥の巣型石灰岩)が形成された。 これに対し 内側の日本海側の海は 遠くシベリアやアラスカといった北方の海とつながりをもつ “寒流?” の影響もあったと推察されている (SATO 1962ほか)。

それは古生物地理学という化石の研究から出発した古生物の近縁関係を地理的分布の上で比較検討する手段によって明らかにされるのだが 興味深いことに堆積盆や堆積物の性格も この内側と外側の海とでかなり異なっている。 ジュラ紀堆積盆それも比較的浅海のものに限ってみれば 内側では盆地状で数1,000m オーダーの厚い地層を形成して 薄い石炭をはさむなど陸成層を混えるのに対し 外側の太平洋側のものは 細長い陸棚浅海性でたかだか数100~1,000m位の薄い地層で 石灰岩を伴う といった違いがある。

こうした中で南部北上山地のジュラ紀層は 古生物地理的にみても 堆積盆(物)の性格からみても この内側・外側のジュラ紀層の両方の要素をもつ中間型と言えそうである。 そこには 古地中海(テーチス海)型の動物群あるいは鳥の巣動物群の一部が産する一方 北方型のシベリアなどと近縁なイノセラムスなどが産するから 太平洋側の海とつながりが強いながら現在の背稜山脈のどこかで 内側の日本海側の海とも連絡があったと考えられる (HAYAMI 1961)。 さらに南部北上のジュラ紀後半の地層をみると 後述するように 東側に陸地に近い地層があって西側に向ってより沖合の地層が出てく



第1図 ジュラ紀中頃における東北日本の古地理
打点部が陸地(滝沢 1977より)

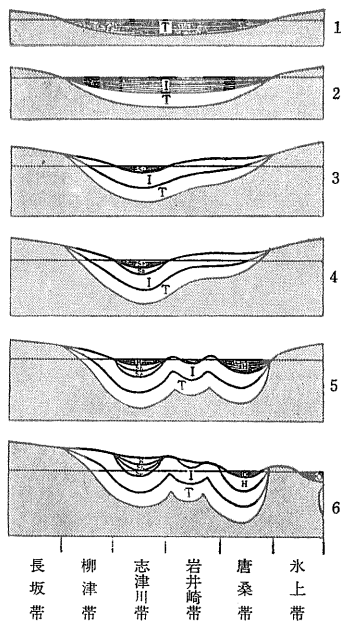
るから 海は西にも開いていたと解釈した方が都合がよいことになる(第5図参照)。

堆積盆地の性格

南部北上山地のジュラ紀および白亜紀前期の地層の堆積は シルル紀に始まり古生代—中生代の約3億年もの長きにわたって続いた堆積盆の歴史におけるエピローグである。 それ以降北上山地は 安定陸地となり大した沈降や変動を受けないのである。 その地層は 浅海に棲んだ生物や浅い海の堆積物に富み 幾つかの層準は陸上植物化石を多産する陸成層であるなど 陸洋的環境(paralic environments)の要素も少なくない。 一般に浅海性の堆積盆にも大きく2つの型がある。 1つは大陸的な結晶質な基盤をもち 地層は数100m程度と薄く ふつう褶曲は殆んどないタイプである。 他は弱または非結晶質の褶曲した基盤をもつことが多く 強い沈降の結果 数1,000mの厚い地層を形成しており “ゲルマン型褶曲”(地向斜—造山帯などの激しい押しかぶせ褶曲を伴うアルプス型褶曲と対置するタイプで 軸面はたつているややおとなしい褶曲)を示す。 これら2つの浅海堆積盆型はブプノフ(1959)の定義によるもので 前者を安定陸棚 後者を易動陸棚と呼ばれている。 南部北上山地の中生層は まさに後者の易動陸棚にピッタリといえ別に記した褶曲のタイプもよく当てはまる。

上述のような全体的な性格とは別に 堆積盆を時間的な変容という面からみると また興味深い。 数千万年とか2・3億年とかの寿命の長い大きな堆積盆——地向斜を含めて——においては その後期に“堆積盆の分化”といった現象がかなり普通にみられるものである。 すなわち堆積盆の最盛期には 沈降域の広がりも大きくかなり一様な層相をもつものに対し 堆積盆の末期には沈降域が段階的に縮小し 幾つかに分散してゆくといった現象である。 この際 堆積盆内に非沈降域あるいは内部隆起帯ができたりする。

南部北上の古・中生代の堆積盆は 地史的に2分して考えるべきであるが その後半期の始まりをどの辺の年代とすべきかは 問題が重要すぎて ここでは論議する余裕がない。 それは石炭紀の中頃かも知れない。 それ以前の南部北上の堆積盆は 地向斜状態にあって その最盛期はデボン紀や石炭紀前半期で 石炭紀中期からペルム紀初期に大きな地殻変動——安倍族造山運動(淡1960・1966)——があつて それ以降は堆積物の内容ががらりと変わり 主に浅海性の地層で火山性物質はほとんど含まない。 さらに ペルム紀後期になると それまでの公海性の開いた海に内部隆起が生じ 内海的な堆



第2図
ペルム紀後期—白亜紀前期の南部北上堆積盆の変遷を示す概念図(山下 1957より)

積盆が生じた。これを地層名にちなんで“登米海”(湊 1944)と呼んでいる。後で述べるジュラ紀の“東方陸地”(第5図)はすでにペルム紀に出現 この内海の形成に重要な役割を演じたのであろう。ペルム紀前半の地層がかなり厚いばかりか 同後半にはさらに新しい堆積盆が生ずるなど 大規模な地殻変動のあつた後も北上山地は安定陸地化せずに 浅海性ではあるものの広く沈降性の海におおわれて なお厚い地層の形成が引き続きするのである。これは先述したように易動陸棚としての段階である。なお蛇足であるが 登米層を含めて南部北上のペルム紀後半の地層は 礫岩などをはさむもののこれは挿話的であつて 本質的には細粒碎屑物の勝つた——その意味でフリッシュ相とみるべきではないかと 筆者は考へている。

さて 登米海は 均質な細かい泥あるいは粘土を厚くするため その広がりには南部北上の大半に及ぶほどであり 形成された地層の層相は驚くほど一様である。この海はペルム紀の終わりには干し上つて陸化・侵蝕を受けるが中生代に入つてもほぼ同じ位置に残りをとどめ沈降と堆積が 何回もの陸化をはさみながらも引き続きことになる。三疊紀前半の“稲井海” 同後半の“皿貝海” ジュラ紀前半の“志津川海” ジュラ紀後半の“唐桑—牡鹿海”または“橋浦海”などに引きつがれ 白亜紀前期に至つて 漸く完全に消滅する。この大まかにみて4段階を経る中生代の海——堆積盆の変遷を図式化したものが第2図(山下 1957)である。この図に明瞭に示さ

様々な堆積相

それでは前項で指摘した「より陸地(供給源)に近い中列の層相」を中心に 変化に富むジュラ紀・白亜紀の地層を堆積相(sedimentary facies)の観点から概観してみよう。第4図の柱状図の左側に Al・Fy・Nhなどの記号を付してあるがこれが各種の堆積相を示している。これはごく大きっぱで必ずしも十分に吟味していない部分もあるが 次のように種類分けされる。

Al: 陸成層で 河川成堆積物や海辺の低地付近の地層からなる。植物化石をよく産する。

Fy: 砂岩と頁岩がリズミカルに数10cm以下の単位で互層する海成層で いわゆるタービダイト砂岩が多く含まれ相対的に深い環境の産物と考えられる。貝化石に乏しいが 生痕化石に富む。

Nh: 浅海性の頁岩で 部分的には数100mの深さに及ぶものかも知れない。アンモナイトを産す。

Ns: 浅海性砂岩であるが 斜交層理など波浪作用を示すような流層理はあまり強くない。

Ls: 瀬海性砂岩で 斜交層理に富んだり 三角介など化石をしばしば産する。小さな入江や潮干帯を思わせる瀬海性頁岩をはさむこともある。また Ls→Nhの移り変わりの際は 当然その間に Nsをはさむことになる。

以上の諸堆積相のうち LsやNsでは海進期と海退期のものがあることに留意する必要がある。また Nhではより沖合のものと 瀬海に近いものがあるが 両者は本来区別されるべきである。前者は泥質岩の粒度も細かく安定した均質な厚い岩層をなす。後者は砂質のことが多く 余り厚くはなく しばしば二枚貝などの化石を産する。一般に堆積環境を論ずる場合 生物相(化石相)が重要な意味をもつが 南部北上では化石の種類が膨大であり それらを紹介することは他書に譲りたい。ここではもっぱら岩相や堆積構造を中心に述べることにした。

西列(志津川亜帯)の層相

西列は全体として頁岩の優勢な単調な岩相で 堆積学的に興味のある地層は少ないが その中で志津川地方が構造的変形も弱く 海岸等の好露出にも恵まれて 観察に適している。

この列のみに発達する下部ジュラ系は 志津川層群と呼ばれ 頁岩が優勢で貝化石を多産する。とくに下半の蕪ノ浜層は 多数の貝化石集積層があって 場所によっては足の踏み場もない程である。それは“貝塚”

が層をなして延々と側方に広がっているようで しかも10層以上に及ぶことさえある。泥質な細粒砂をひんぱんに挟み 南部の水沼地方では粗粒～中粒のアルコーズ砂岩が局所的に厚い。この砂岩からも二枚貝を多産する。“志津川海”の前半は 貝化石の特徴から 強い内湾性で 多分塩分濃度のうすい部分も多かったと考えられる。志津川層群上半の細浦層は 海が開いた時期の浅海相で おもに頁岩からなるが 堆積速度はごくゆっくりであった。貝化石は蕪ノ浜層に比べて非常に少なく アンモナイトを産出する。

中部～上部ジュラ系の橋浦層群は 細浦層とよく似た浅海頁岩相を主とするが その海は広く中列にまで及び ジュラ紀中期(ドッガー期)には 南部北上のジュラ系の中で最も広い分布と一様な層相をもっており 西列と中列との差が殆んどない。基底の粗粒アルコーズ砂岩も一様であるが 面白いことに礫岩は 志津川地方と牡鹿地方によく発達している。橋浦層群を堆積した“橋浦海”では志津川地方のみ例外的に砂質物の流入が盛んであった。そこではタービダイトを含むフリッシュ型互層(写真1)や葉理頁岩がよく発達し またチャンネル状の砂岩体(写真2)やスランプ褶曲もみられるなど 西列の堆積盆の中ではかなり立派な層相である。フリッシュ相の部分には生痕化石も豊富である。

“橋浦海”はジュラ紀後期のキンメリッジ階まで続いたことが アンモナイトの産出によってわかっているが それ以後は志津川地方の袖の浜層(ジュラ紀末のチトン階で浅海の細粒砂と頁岩からなる)の堆積があったのみである。

東列(唐桑—牡鹿亜帯)の層相

この列の堆積は ジュラ紀中期のバジョス階にはじま

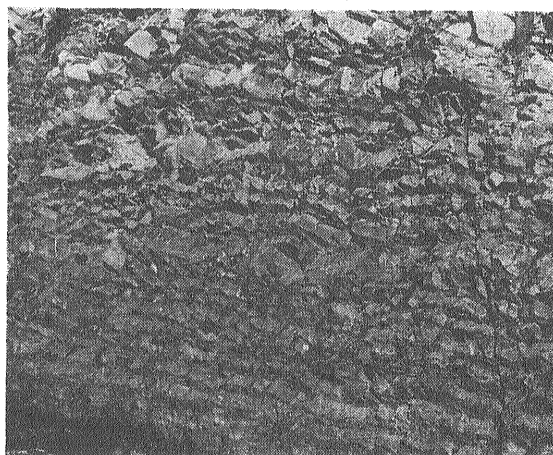
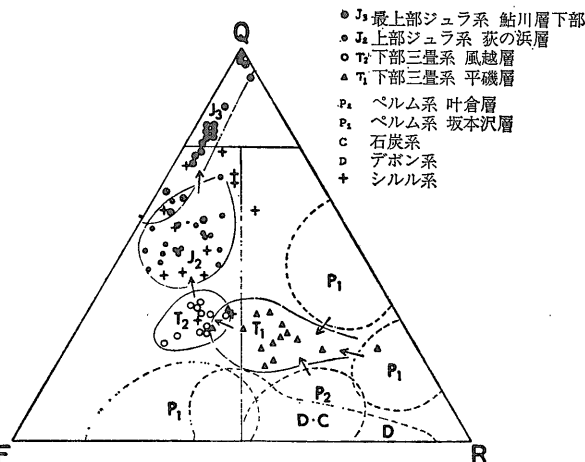


写真1 志津川地方中部ジュラ系の砂質フリッシュ(伊里前川中流)

り 白亜紀前期のパレム階まではほぼ連続している。この時期の海（“唐桑一牡鹿海”）は 中期（ドッガー期）の間は 西の“橋浦海”とひとつながりで それと一様な堆積物を形成したが 後期（マルム期）になると 西列との間に大きな障壁が生じ 全く異なる堆積相を形成し 沈降水量も東列が数倍も多かった。

この列のジュラ紀後期層は 海成層と陸成層とが交互しており 堆積盆の動揺の著しかったことや 礫岩や砂岩などの粗粒碎屑物に富むように 後背山地の動きも活発であったことを示している。砂岩や礫岩の構成物は 花崗岩質岩に由来するものが大半を占め ペルム紀や三畳紀の地層が 花崗岩もあるが火山岩・変成岩・堆積岩などのより表成岩相を大量に含んでいるのに比べると非常に単調になっており それらの表成岩相が中生代前半の間に削剝されて ついに深成相の花崗岩が後背山地に広く露出したことを示している（第6図参照）。

“唐桑一牡鹿海”の産物は 白亜紀層まで含めると 海進一海退の堆積サイクルが3回くり返えされ 粗



第6図 南部北上の古・中生層の砂岩組成（古生層砂岩は MIKAMI 1969 その他による）ジュラ紀砂岩の組成とそれ以前のものと の相違に注意（滝沢 1977より）

→細→粗といった碎屑物の粒度変化のサイクルもほぼこれと対応している。すなわち 第1は 中部ジュラ系バジヨス階から上部ジュラ系オックスフォード階 第2はオックスフォード階からチトン階 第3は白亜紀初葉ベリアス階からオーテビリ階の3時期に区分される。これらは牡鹿半島ではほぼ完全であるが 唐桑半島では第3サイクルが不完全である。両半島におけるジュラ紀・白亜紀の層序も堆積相も ほぼ完全な対応をもっているが 牡鹿半島の方が 各層の発達立派であり 全層厚もかなり厚くなっている（第4図）。とくに堆積盆の発達度合や広がりをもとく指標としてのフリッシュ相の発達が非常に良い上 白亜紀層の発達では画然たる差がある。従ってこの海の堆積の中心は牡鹿半島付近にあったと考えられる。

牡鹿地方の堆積相通覧

牡鹿半島の地質図は滝沢ほか（1974）を参照されたいし 本誌の別稿「ジュラ系の褶曲」にも層序図とともに示されているので ここでは省略し 簡単な層序を第1表に示しておく。次に列記する各堆積相は 地層の年代が前後して入り乱れて出てくることを注記しておきたい。

瀬海・浅海砂岩および頁岩相 海進初期の例を第7図に示す。はじめは砂岩には斜交層理がよくみられるが 次第に深くなるにつれ少なくなり 塊状無構造で砂粒の淘汰もよくなる。細粒砂岩やシルト岩の部分には 生物優乱の痕跡（写真3・4）が著しく 葉理が著しく乱されていることも少なくない。貝化石もこの相の泥質岩にもっとも多く 深い相になるにつれ 生物優乱

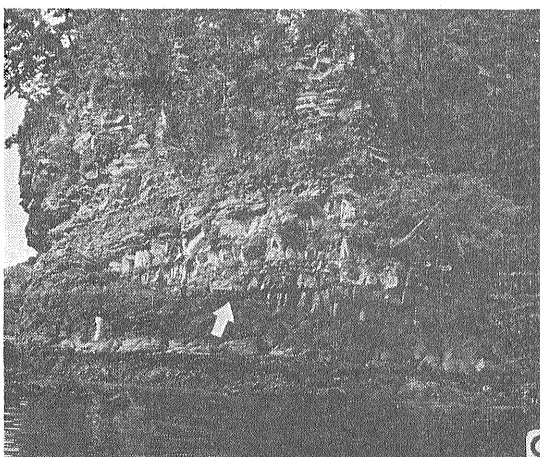


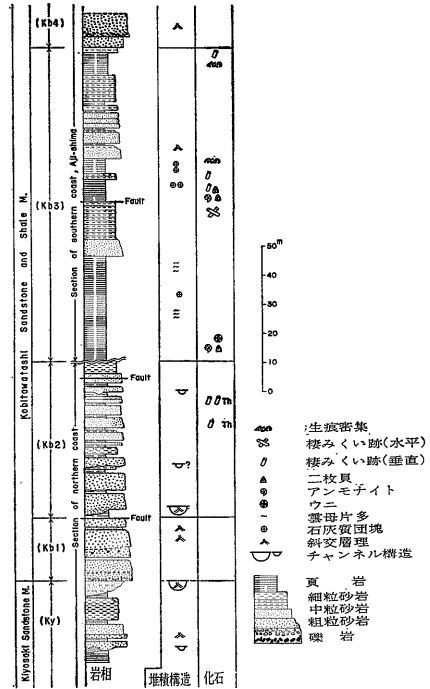
写真2 志津川地方中部ジュラ系のチャンネル状砂岩体（赤岩） bは aの矢印部分の拡大

第1表 牡鹿半島ジュラ・白亜系の層序

滝沢 (本編) (1973)			
牡鹿半島群	山鹿累層	下部	白亜系
	鮎川累層		
	トウメキ砂岩部層		
	長渡頁岩部層		
	清崎砂岩部層	上部	ジュラ系
	福貴浦頁岩砂岩部層		
	萩の浜累層		
	小積頁岩部層		
	牧の浜砂岩部層		
	狐崎砂岩頁岩部層		
月の浦累層	中部	ジュラ系	
侍浜頁岩部層			
月の浦砂岩部層	下部	ジュラ系	

(詳しくは本誌50頁を参照のこと)

第7図 牡鹿半島鮎川累層中下部 (小長渡砂岩頁岩部層) の海進相 下位の清崎砂岩部層は陸成層である 網地島南岸 (滝沢 1975 より)



生痕密集
 様みくい跡(水平)
 様みくい跡(垂直)
 二枚貝
 アンモナイト
 ウニ
 雲母片多
 石灰質団塊
 斜交層理
 チャンネル構造

頁岩
 細粒砂岩
 中粒砂岩
 粗粒砂岩
 礫岩

の痕跡は激減して アンモナイトなどがごく僅かな産出をみるだけとなる。石灰質団塊 (nodule) も浅海頁岩相に特徴的である。海退期の本相は 牡鹿半島ではあまり発達がよくないが これは上位の陸成層堆積時などの自食作用を考える必要がある。写真5は第1サイクルの また第8図は第3サイクルでの海退期の瀬海相を示している。

フリッシュ相 浅海沖合頁岩相から整合的に砂岩頁岩のリズミカルな互層に移化する。この推移は 漸移

的に砂岩層が徐々に増加する場合 (第2・第3サイクル) と急激な場合 (第1サイクル) とがある この相は萩の浜累層に代表的で 鮎川累層中部にも内容が前者のように典型的ではないが発達する。後者の例は 滝沢 (1975) に写真付で詳しく報告したので省略する。写真6は 萩の浜累層にみられる標式的なフリッシュ相で 級化層理のよく確められるタービダイトからなるが同層には葉理頁岩や級化層理を欠いて厚く成層した砂岩 (写真7) の部分もある。これらの互層の砂岩層の厚さは 第9図に例示するように 1—60cm のものが多い。

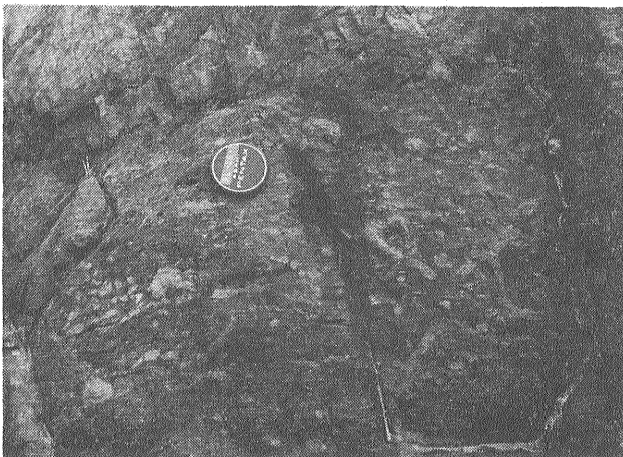


写真3 鮎川累層中下部の瀬海相シルト岩にみられる生物擾乱の跡 網地島南岸 第7図参照

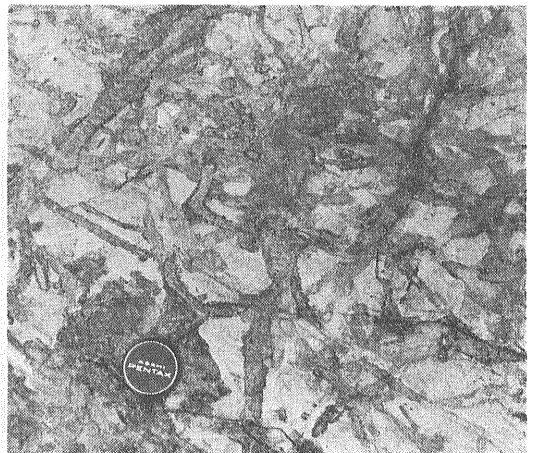
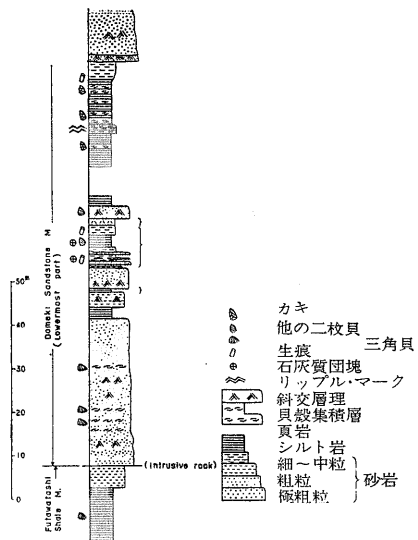


写真4 浅海砂岩の上面にみられる生痕化石 鮎川累層中下部 網地島南岸



第8図
 海退期の瀨海相の1例 鮎川累層中上部で カキ殻 (*Amphidonte*) 集積層は入江的環境で形成されたと考える 田代島南岸

第9図
 萩の浜累層上部のフリッシュ型互層における砂岩の層厚頻度分布 福貴浦付近

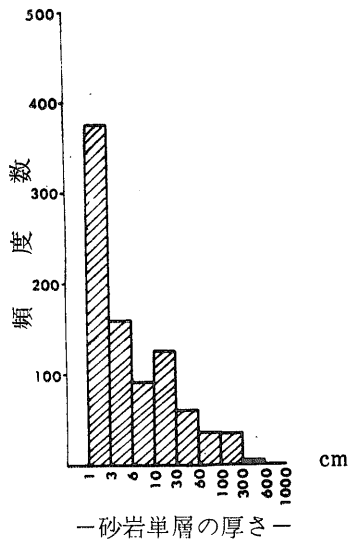


写真5
 萩の浜累層下部の上部にみられる石灰岩の同時侵蝕礫 (網地島北東端) 下位がフリッシュ型互層 上位が陸成層からなる海退期瀨海成相である 石灰岩には海ユリその他の化石やウーライトが多量に含まれる

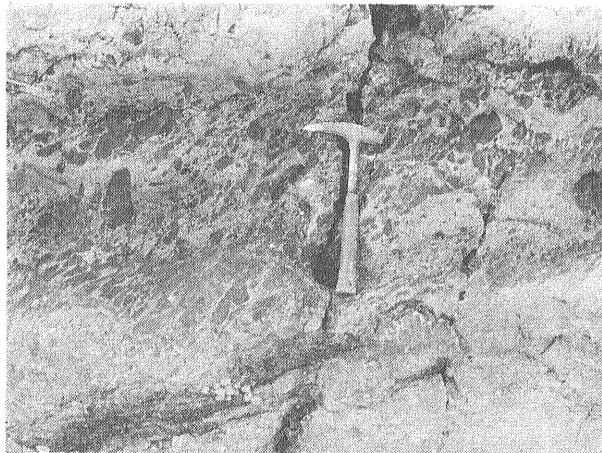


写真5 (説明は上部)

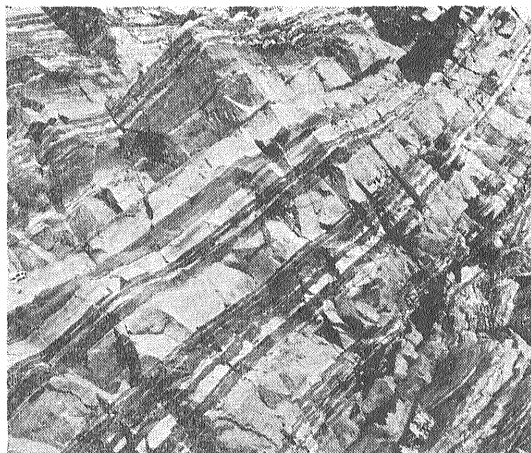


写真6 上部ジュラ系のフリッシュ相 萩の浜累層上部の互層で 全体では700m 余の厚さをもつ 牡鹿半島東部の泊浜付近

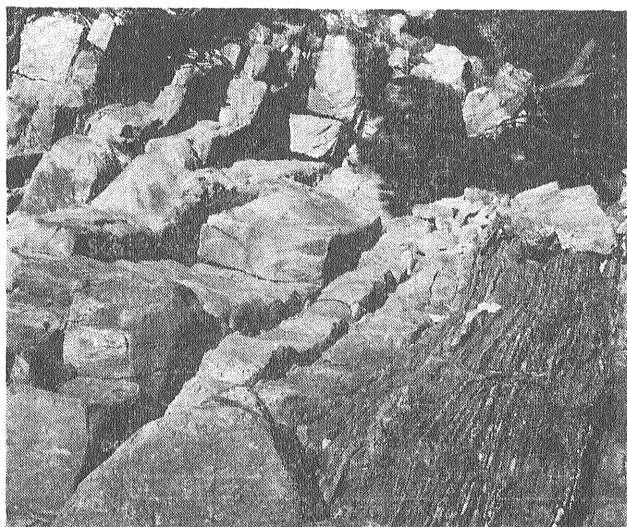
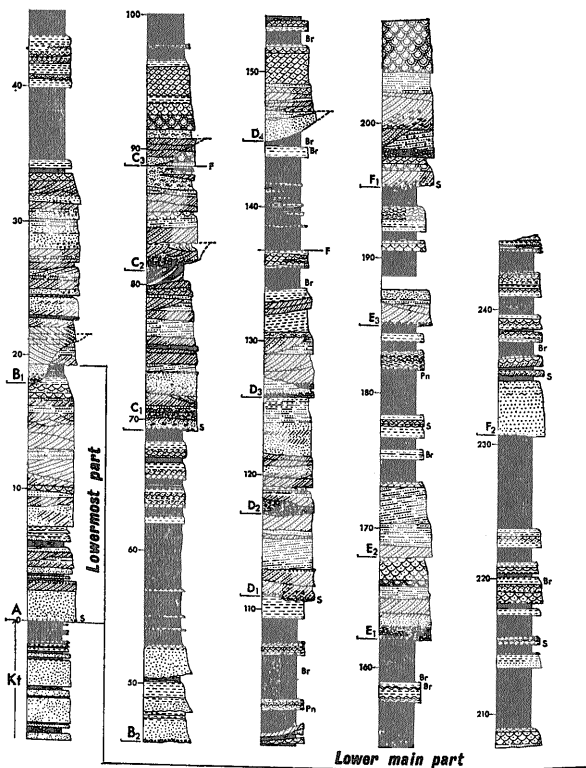


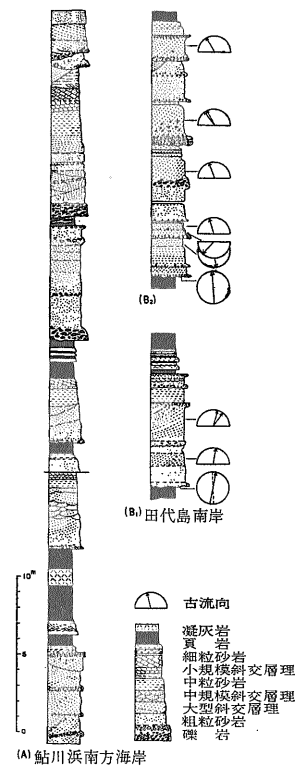
写真7 フリッシュ相の一部にみられる厚層理砂岩 萩の浜累層上部 福貴浦海岸 右側部分は薄互層部



写真8 厚層理砂岩にみられる dish structure 上部ジュラ系フリッシュの一部 泊浜南方の海岸



第10図
河川堆積を示す
小堆積サイクル
萩の浜累層中部
の地層で図の最
下部は瀕海成相
(滝沢 1977より
一部カット)
凡例は第15図と同



第11図
河川堆積を示す
上方細粒化型堆
積サイクル
鮎川累層上部
半円は古流向を
示す 鮎川浜
南方の海岸

これより厚い単位で成層した厚層理砂岩はふつう級化層理の発達不良で 葉理も弱く 写真8にみるような dish structure (“皿状”または“鉢状構造”, STAUFFER, 1967) という奇妙な“葉理”状の堆積構造がみられる。これは斜面上など比較的不安定な場所の堆積物が 堆積後の砂層内部に起る微少な剪断の動きや脱水作用などに関連

して形成されと考えられている“偽葉理”であるが その出現が特定の層相に限られることは 堆積学的に興味深い。

なお フリッシュ相には 浅海や瀕海相とは別な比較的規則正しい形をもった生痕化石が豊富に認められ 写真9の *Zoophycos* のほか *Chondrites* (樹枝状型)・

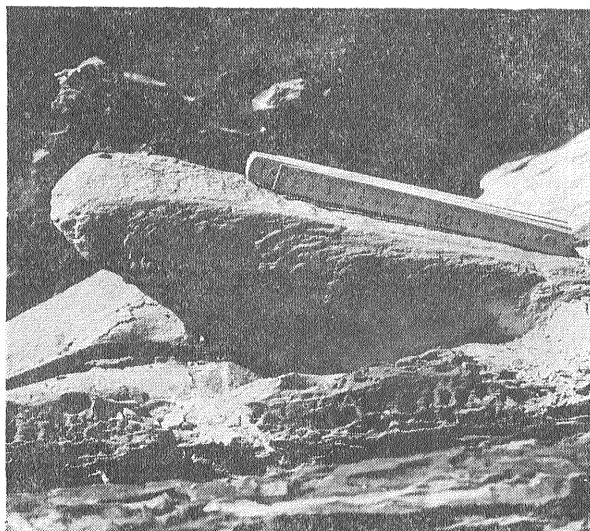


写真9 生痕化石 *Zoophycos* の1例 萩の浜累層上部のフリッシュ相

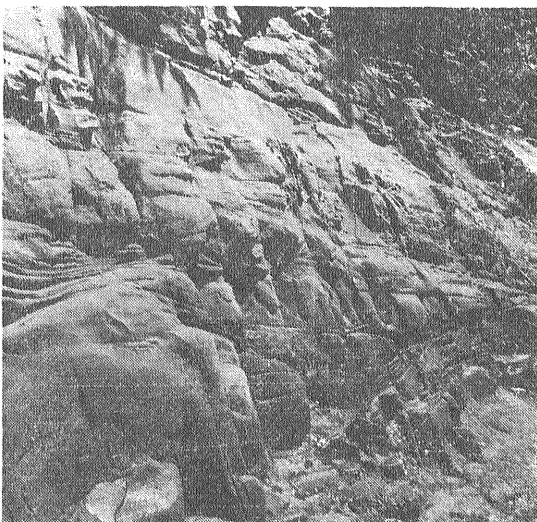


写真10 河川堆積層の一部にみられる同時侵蝕構造 萩の浜累層中部 第10図セクションの C3部に相当

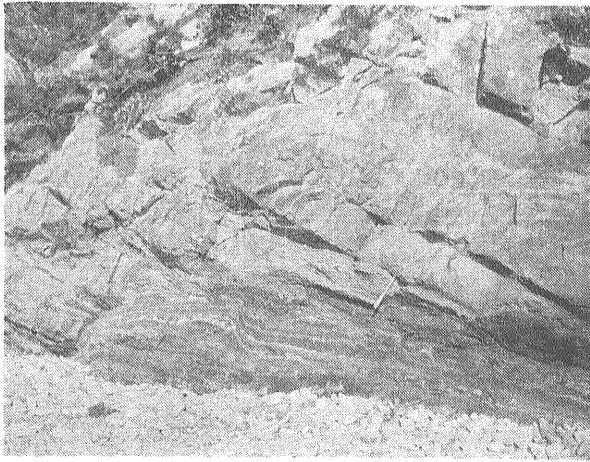
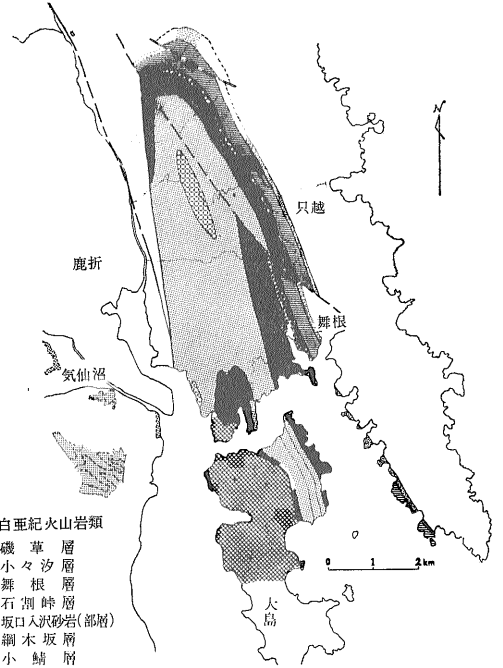


写真11 イプシロン型斜交層理 河川堆積層に特有なタイプで 余り多くは出現しない 萩の浜累層中部

Cosmorhaphé などが代表的である。

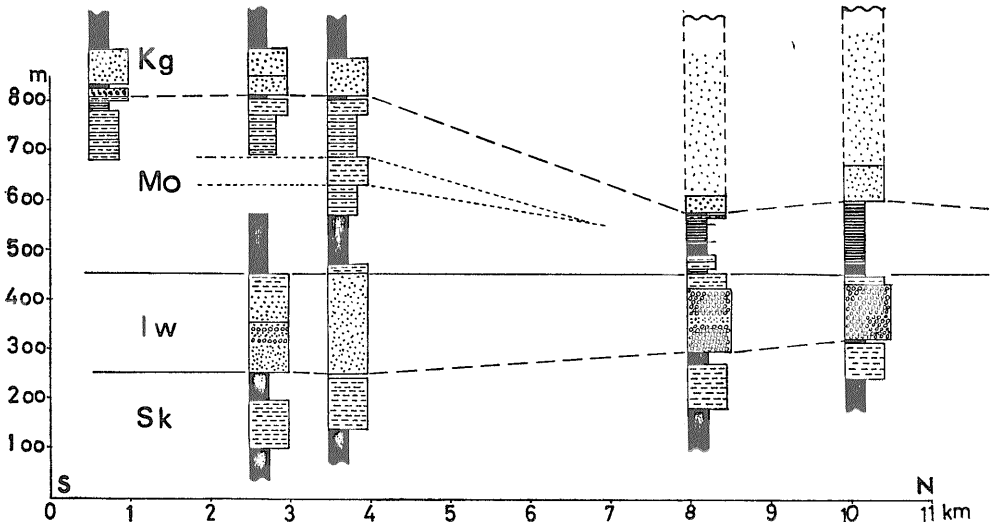
陸成層 牡鹿半島では 萩の浜累層中部・鮎川累層下部（以上ジュラ系）と同層最上部（白亜系）の3層準にみられ いずれも各堆積サイクルの最上部に位置する。この相は第10図および11図に代表例を示すように河川堆積層に代表され 海辺の低平地における沼地なども含まれるが 寿命の長い湖成層はなかったようである。植物化石（珪化木などの樹幹化石も含む）を多産するが軟体動物化石を全く産しない。地層中に強力な流れを示す堆積同時的な侵蝕面（写真10）が沢山あったり 礫岩が何層もあるかと思うと 一方ではおだやかな堆積を示す粘土質頁岩や炭質頁岩がはさまれるなど 流れの作用



第12図 唐桑半島ジュラ系地質図

が緩急自在に変化したことを物語っている。砂岩には斜交層理が顕著である（写真11）。

河川堆積層の場合 上述の2つの図にみるように 数mから20m位の単位で 上方に碎屑物の粒度が減少する小規模な堆積サイクルが幾つも認められる このタイプの堆積サイクルについては 唐桑半島の同様なサイクルについて 後でやや詳しく紹介するので ここでは説



第13図 舞根層付近の地質柱状図 左側の2本が大島瀬戸 lw: 石割峠層 Mo: 舞根層 Kg: 小々沙層（最下部のみ）

明を省略しておく。

以上に通覧した各種の堆積相は 相互にどのように重なり合い どのような関連をもっているのであろうか。この点を 唐桑地方 の第2サイクルを例として 次項に述べてみよう。

牡鹿地方と唐桑地方とは もともと“堆積盆”の大きさが異なっていたと考えられ 前者は褶曲して何回も同じ地層が出現するが 層相の側方変化が 後者に比べて非常に小さい。 おおざっぱに推測して前者の方が2—3倍の大きさをもっていたのではなからうか。

海から陸への古環境の変遷

唐桑半島のジュラ紀層も 牡鹿半島のそれと同様 海成層と陸成層とが交互して現われ 動揺の著しい堆積盆であったことを示している。ここで同半島および大島に分布する舞根層から小々汐層下部に至る岩相変化を1例として海成層から陸成層への堆積相の変遷を少し詳しくみてみよう。この観察には露出良好で堆積構造などもよくみえる海岸の磯づたいが向いており 大島瀬戸の南北両岸や大島の北東部がよい。地質図を第12図に示す。

舞根層は下部が黒色の頁岩を主とし 上部は南部がフリッシュ型の砂岩・頁岩互層があるのに対し 北部は葉理のよく発達した頁岩からなる。さらに層相の違いによって下部を Mo1・Mo2 上部を Mo3・Mo4 と4つに区分する(第13図)。

Mo1 は下位の石割峠層から砂質頁岩を経て漸移する

中〜細粒の砂岩(恐らく海成)である。Mo2 は砂岩から砂質頁岩を経て漸移する海成の黒色の頁岩でよく成層している。アンモナイトの出そうな層相なのに これまで確かなものは殆んど報告されず 最近になってやっと加藤ほか(1977)によって巨大型アンモナイト *Perisphinctes* の産出が報じられた。Mo3 は砂岩と頁岩の有律互層で いわゆるフリッシュ相の外観を呈する(写真12)。

この砂岩・頁岩互層の砂岩には級化構造や Bouma (1962)の堆積型 $T_a \sim T_e$ がよく認められ 大部分タービタイトとみなされる。Bouma の *sequence type* に照合してみると T_{abd} や $T_{abc} \cdot T_{bc}$ などがよくみられるほか T_e のみの砂岩薄層もかなりある。ところがここで興味のあることは $T_{a \rightarrow c}$ 型砂岩である。これは 写真13に例示するように T_b を欠いて 級化砂岩部の上位に直接クロスラミナ砂岩部 (T_e) がのるもので その間で粒度がかなり急激に細かくなっていることが多い。この型の砂岩はとくに Mo3 の上部 すなわち比較的浅くなっていくと推定される部分に多く出現することに興味もたれる。 $T_{a \rightarrow c}$ 型砂岩というのは Hsu (1964) によってタービタイト砂岩の一部が底層流によって再移動・再堆積したものではないかと推論されている。Mo3 上部ではこのタイプの砂岩の出現率は非常に高いことから Hsu の底層流堆積説に従えば 堆積環境が浅くなって底層流の作用のかなり活発であったことを示すことになる。

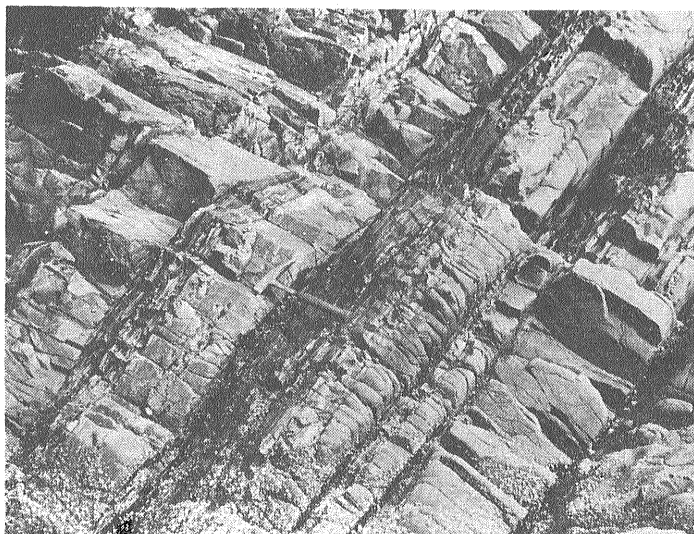


写真12 舞根層のフリッシュ相 大島瀬戸 タービタイトとみなされる

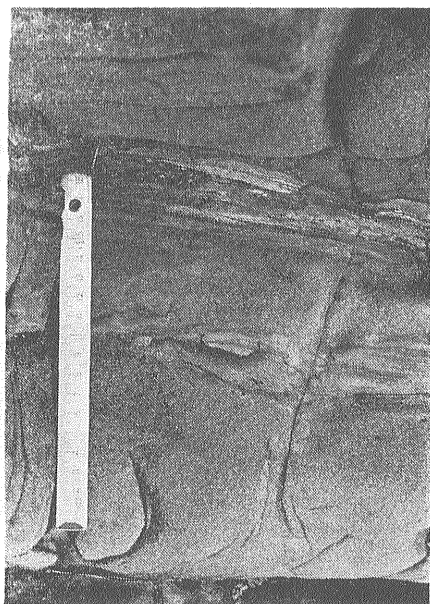
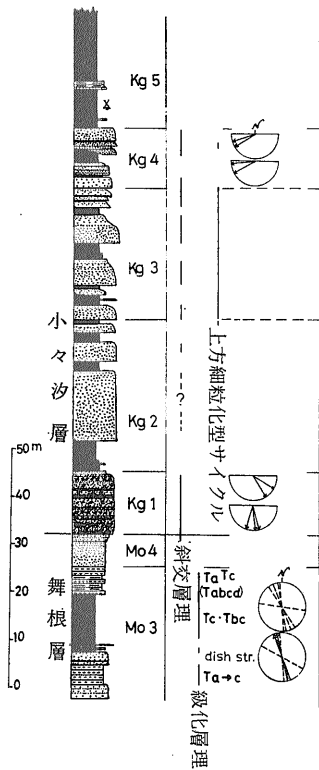
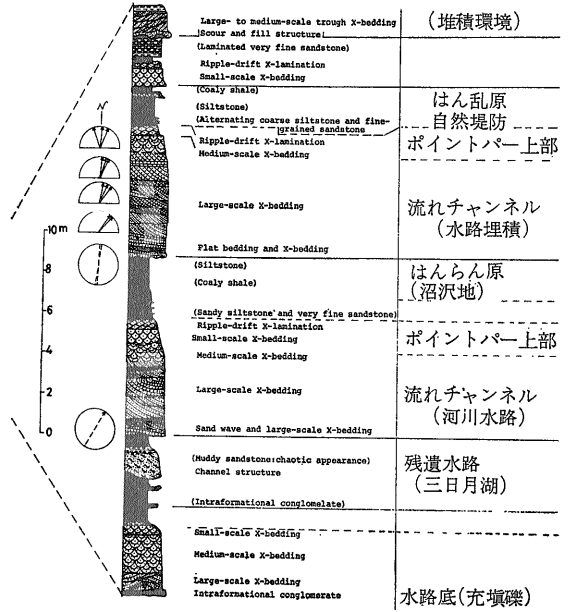


写真13 $T_{a \rightarrow c}$ 型砂岩層 舞根層(フリッシュ相) 大島瀬戸の北岸



第14図
舞根層最上部から小々沙層下部のセクション場所は大島北東岸 半円は古流向を示す (第15図参照)

第15図
小々沙層下部 Kg 3 にみられる小堆積サイクル (第14図の一部を拡大) 右側に突出する程粒度が大きく 上方細粒化型を示している



なお生痕化石は砂岩中に *Zoophycos* (写真9 参照) や樹枝状の *Chondrites* が特徴的である。

舞根層の側方変化 ところで 上記のフリッシュ相を南側から北側の山地の中に追ってゆくと 国道45号

線の唐桑トンネルより北部ではほとんどみられなくなりかわりにシルト岩～極細砂からなる葉理のよく発達した頁岩があらわれている。この葉理頁岩は層理面に沿って非常に剝理し易く 雲母片がよくみられ 層理面上に不規則に曲りくねった生痕化石がびっしりと認められる。

舞根層上半部におけるこのような急激な岩相の側方変化は 牡鹿半島のフリッシュ相でみられず 堆積盆の小さかったことを示すものであろう。また このような短距離間でのフリッシュ相の急激な岩相変化は このフリッシュ相の堆積様式や堆積環境を考察する上で注目

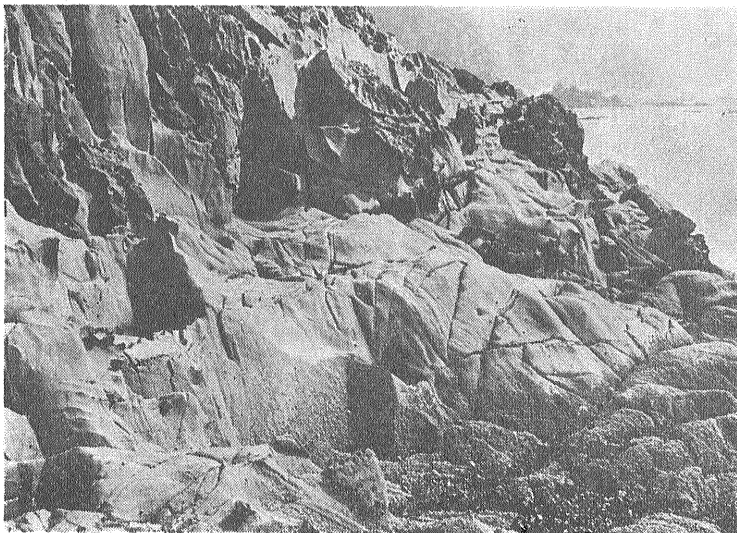


写真14
舞根層 Mo 4 の塊状厚層砂岩 大島瀬戸 中一細粒で複合成層が顕著 厚さは9.5m

されることである。

フリッシュから浅海砂岩 次にフリッシュ相と明らかな浅海砂岩の間には塊状の厚い砂岩 (Mo4 写真14) がある。厚さ6~10mで級化層理や“BoUMA sequence”は認められず中~細粒であり粗くなくところどころに弱い平行葉理が認められる。この砂岩はよくみると顕著ではないが垂直的に2m位の単位で粒度的反覆がある。しかしこの砂岩の主部は砂粒の淘汰は比較的良好であるがアレナイトではなくむしろワッケである。明らかに浅海成とみられる斜交層理の発達する粗粒アレナイト砂岩はこの砂岩の上位に重なる。砂岩組成も石英質になって風化面は白い粉をまぶしたような優白色を呈するようになる。この砂岩から上位の砂岩優勢層を小々汐層とする。小々汐層の砂岩は(極)粗粒で少し離れて遠くから見ると花崗岩のように白色を呈し海蝕崖の上にはえる常緑樹の松とよいコントラストをなしておりよい景色をつくっている。

小々汐層と全くよく似た岩相は 牡鹿半島の鮎川累層下部(清崎砂岩部層)や相馬地方の富沢層にみられる。

小々汐層は全般的には下部(粗粒砂岩優勢)中部(頁岩優勢で細粒砂岩をはさむ)そして上部(粗粒砂岩優勢)に3分してみるのが適切である。大島北東岸のセクションではこれら堆積相を考慮して細分してみると 下部はKg1-Kg4に分けられる(第14図)。

まず Kg1は 浅海成の粗粒砂岩で 石灰岩または頁岩の偽礫に富む(写真15)。砂岩は 30-300cmの厚さで成層面が発達し斜交層理がみられる。砂岩は舞根

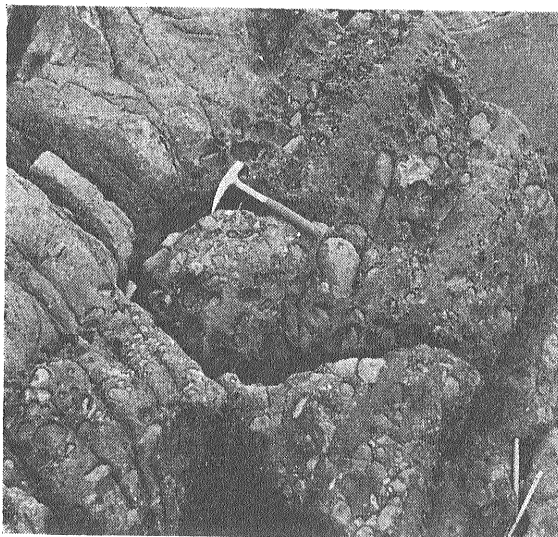


写真15 小々汐層最下部 (Kg1) の石灰岩偽礫層 基質は中~粗粒砂岩で斜交層理が発達 大島北東岸

層に比べるとかなり石英質である。石灰岩の偽礫は径10-20cmのが多く海百合・ウニ・サンゴその他海棲動物化石の破片に富むものやウーライト石灰岩を含んでおり色調・時代からもうゆる“鳥の巣式石灰岩”に比較される。石灰岩礫は密集した部分もあるが砂岩中に散点する部分もあり厚さ9mにわたってよく含まれている。

この部分の砂岩にみられる斜交層理は 舞根層とは全く正反対のほぼ N→Sの流向を示している(第14図参照)。

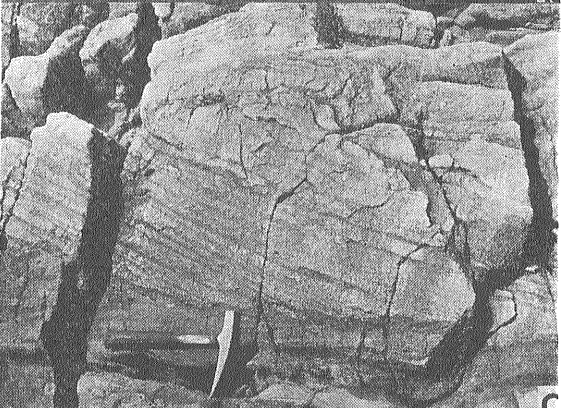
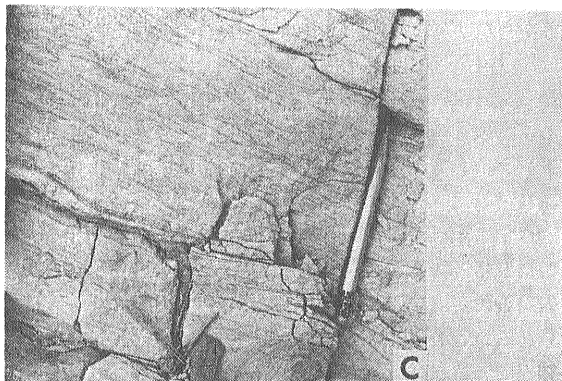


写真16 第15図の小堆積サイクル砂岩部にみられる斜交層理 a→b →cと順に上方に位置し 規模が小さくなる

ちなみに 石灰岩偽礫のインプリケーションは褶曲の際の造構的変形に留意する必要があるが 斜交層理と調和して N→Sの流向を示唆するように配列している。このことは 後に堆積モデルを示すように 石灰岩偽礫が 沖合側から陸側に向けて運搬されてきたことを示している。

Kg 1 の石灰岩偽礫層の顕著なものは 大島の北東岸にしか発達せず 唐桑半島では北方に向かい偽礫は激減する。なお この石灰岩偽礫に伴って 少ないが花崗岩や珪質岩の外來円礫も含まれる。

Kg 2 は粗粒砂岩とこれにはさまるシルト岩ないし頁岩からなり 下位の純浅海成層(Kg 1)と上位にくる陸成層(Kg 3)の中間にある漸移相(transitional facies)で恐らく海浜あるいは河口の堆積物に由来すると推定される。砂岩には斜交層理がよく発達し 非常に石英質のアレナイトで 風化して大理石のような白色を呈する。

さて Kg 3 は 多分完全に陸成層 それも河川成堆積物とみられる。厚さ数mの単位で交互する砂岩と頁岩からなり これは次に述べるように河川堆積物と考えられる。堆積構造や粒度変化に着目して 少し詳しく調べてみると第15図のように示されるように 厚さ7—8mの小規模な堆積サイクルが3つある。それぞれの小堆積サイクルは 同時侵蝕によるシャープな下面をもって始まり 碎屑物は上方に漸次細粒化を示す。すなわち 砂岩主部は粗粒アレナイトからなり 大型(セット厚 30cm 以上)の斜交層理がよく発達する。砂岩部の上部は 中粒→細粒→極細粒砂と徐々に細かくなっており斜交層理の規模もこれに伴って 小さくなっている。そして 砂質シルト岩または細粒砂岩・シルト岩の互層を経て頁岩部に移行する。砂岩部の変化を下位から示

すと 写真16・17のようである。頁岩部の一部はかなり炭質であり 炭質物を多く含んでいる。このような上方細粒化型の小堆積サイクルは 河川的作用によって形成されるとみなされる。すなわち 砂岩部は河川流路の埋積堆積物 頁岩部は流路側方のはんらん原堆積物両者の漸移部としての細粒砂・砂質シルト岩互層部は 自然堤防の堆積物に由来するといっているのである。この型の堆積サイクルの詳しい説明は滝沢(1976)を参照されたい。

厚い小々汐層の大半は 上記のような陸性環境での堆積に由来するが Kg 4・5 では挿話的に海成層がはさまれる。Kg 4 は瀬海の砂州堆積物(bar sand)もしくは海浜砂と考えられ 中粒のかなり淘汰のよい砂岩からなる。斜交層理の示す流向は 上・下位の河川堆積層とは大きく異なるが(第14図) それはかつての沿岸流の向きを示しているのであろうか。Kg 5 (小々汐層中部の下半)は 小規模ではあるが海進が進んで 三角介(*Myophorella*)・ゴニオミヤ貝・ウニなどを産する浅海頁岩および細粒砂岩からなる。しかし その上位では再び陸成層となる。

以上に述べた舞根層から小々汐層下部にかけての堆積相の変化に 碎屑物を運搬した流れの方向(第16図)を加味して 当時の堆積環境(古地理)と堆積様式を想定してみると第17図のような絵が描かれる。この図の浅海砂相の沖合(北側)には フリッシュ相が形成されると考えていただければよいであろう。

あとがき

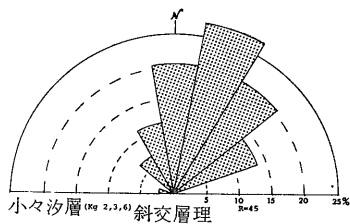
変化に富むジュラ紀層の層相について 古環境の復元的一端を示すのが 本稿の目的であったが 読者の十分な納得をえるには 資料の提示が不足したことをお詫びしたい。とくに精細な地質柱状図をはじめ次に掲げる諸項目の大半が 都合により示せなかった。

古環境と堆積盆の解析の研究を進める上で 筆者がこれまで行ってきたことは ①地質図作り ②幾つものルートにおける精度の高い柱状図作成 ③堆積構造などに留意した堆積相の解析 ④化石(生痕を含む)採取と古生物相の検討 ⑤古流向の測定 などの仕事を野外中心に順を追ってやり さらに⑥堆積岩の堆積岩石学的研究——砂岩組成と粒度分析 ⑦礫岩組成の検討 ⑧細粒碎屑岩の地球化学的検討(陸成・海成の識別を中心に)などである。なかなか手間のかかることであるが この過程で当所田中啓策技官をはじめ多くの方々には 貴重な御教示を賜わってきた。ここに厚くお礼申し上げる。

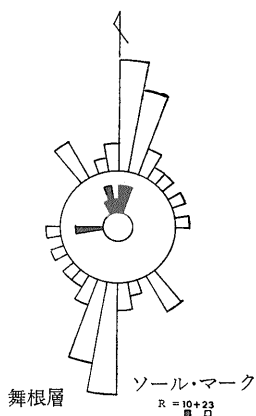
地質時代当時の古環境や堆積盆地の復元は 地質学の



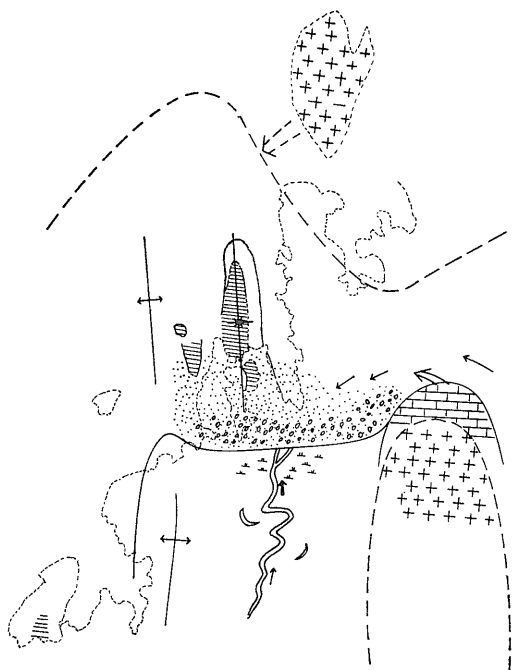
写真17 第15図の小堆積サイクルにおける砂岩部から頁岩部への漸移
写真16のcから上位を示す 暗色部が頁岩



第16図
舞根層（フリッシュ相）および小々沙層（陸成相部分のみ）の古流向



第17図
唐桑地方小々沙層下部の堆積環境



古くてまた新しい大変興味深い問題で “堆積学” の発展と共に近年ますます盛んな研究が行われている。

REINECK & SINGH (1973) をはじめとして 最近数年間における堆積学関係の教科書や参考書 あるいは学会特集号の多大な発刊や再版は それを如実に示している。わが国でもフリッシュ堆積物ばかりではなく 陸洋型や陸棚型堆積物を含めて バランスのとれた堆積学研究の発展がのぞまれる。

引用文献

ALLEN, J. R. L. (1964) : Studies in fluvial sedimentation : six cyclothems from Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, vol. 3, p. 163—198.

ブブノフ著 湊正雄・小笠原謙三訳 (1959) : 地質学の基礎 309 p. 岩波書店

BOUMA, A. H. (1962) : *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. 168 p. Elsevier, Amsterdam.

HAYAMI, I. (1961) : On the Jurassic pelecypod faunas in Japan. *Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. 2, vol. p. — 343.

Hsu, K. J. (1964) : Cross-laminations in graded bed sequences. *Jour. Sediment. Petrology*, vol. 34, p. 379—388.

加藤 誠ほか4名 (1977) : 唐桑半島産 *Perisphinctes ozikensis* 地質雑 83 p. 305—306.

MIKAMI, T. (1969) : A sedimentological study of the lower Permian Sakamotozawa Formation. *Mem. Fac. Kyushu Univ.*, Ser. D, Geol. 19, 331—372.

湊 正雄 (1944) : 薄衣礫岩の層的位置及び登米海に就いて 地質雑 51 169—187

湊 正雄 (1969) : 花崗岩礫からみた日本の三つの造山運動 地球科学 no. 64 30—37

湊 正雄 (1966) : 南部北上山地の古生界と安倍族造山運動 松下進教授記念論文集 143—159

REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1973) : *Depositional sedimentary environments*. 439 p. Springer-verlag, New York.

SATO, T. (1962) : Etudes biostratigraphiques des ammonites du Jurassique du Japon. *Mem. Soc. Geol. France* N. S. T. XLI-1 no. 94 p. 1-112.

STAUFFER, P. H. (1967) : Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California. *Jour. Sediment. Petrology*, vol. 37, p. 487—508.

滝沢文教 (1975) : 南部北上牡鹿半島の白亜紀層の堆積 地調月報 26 267—305

滝沢文教 (1976) : 南部北上牡鹿半島のジュラ系にみられる河川成堆積サイクル 地質雑 82 625—642

滝沢文教・一色直記・片田正人 (1974) 金華山地域の地質 62 p. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅) 地質調査所

山下 昇 (1957) : 中生代 (下) 116 p. 地学双書 11 地学団体研究会