北部フォッサ・マグナ地域の第三紀層にみられる堆積構造についての研究

田中邦雄・寺平　宏・遠藤忠慶・平出友伯・熊井深志

Ⅰ　ま　え　が　き

松本市から北方の犀川を中心とした地域には，北部フォッサ・マグナの新第三系が広く分布している．この第三系は本間不二男（1931）の研究以来，多くの研究者によって研究され，層序や地質構造についての研究が進められてきた．しかしながら，第三紀層に発達する細かな堆積構造については，それが堆積岩の生成した時の環境や続成作用の過程を研究するのに大事な役割りをはたすにもかかわらず，ほとんど研究が行なわれていない．わずかに斉藤豊（1962，1963，1965）の研究がみられるにすぎない．

この地域の第三系には，層位的にまた地域的に特徴のある数多くの堆積構造が観察される．筆者らは1964年以来この堆積構造についての研究をつづけてきた．調査地域は犀川を中心とした地域と小谷を中心とした地域に分けられるが，その一部がまとめられたので，ここに報告する次第である．

この研究を進める過程で，フィールドに室内研究に終始御指導をいただいた埼玉大学教授新井重三氏に厚く御礼申しあげる．また，野外調査その他に格別の御配慮をいただいた富士見高校長守屋隆輔先生，伊那東部中学校長山本昂先生，豊科中学校長田中繁雄先生に併せて御礼申しあげたい．

なお，研究を実施するにあたり，研究費の一部として長野県学校科学教育奨励基金，信濃教育会特別研究助成費を使用した．記して当局に感謝したい．

Ⅱ　地質の概要

長野県中部の第三紀層は，本間不二男（1931）の研究以来，藤本治義ら（1946），内村団体研究グループ（1953），小林勇・磯見博（1950），田中邦雄（1951，1953，1958），斉藤豊（1961，1962，1963），森下晶ら（1957），犀川団体研究グループ（1965，1966），田中邦雄ら（1961，1965，1966），田中邦雄・平林照雄（1964），田中邦雄，関全寿（1966）などによって研究され，その層位や地質構造についてはかなり知識が豊富になってきた．長野県中部の新第三紀層は，下位より守屋累層・内村累層・別所累層・青木累層・小川累層・柵累層・猿丸累層に分けられている．各々の累層の岩相などの特徴は一らん表にして示す（第１表）．

この地域のほぼ中央には，Ｎ—ＳないしＮＮＥ—ＳＳＷ方向の中央隆起帯（ムラサメ帯）があり，別所累層末期頃から青木累層・小川累層の時代にかけて顕著な隆起が行なわれたものと考えられており，この隆起帯の西縁にそってほぼ同じ方向に犀川擾乱帯がある．犀川擾乱帯は地層が急傾斜をしていることと，堆積構造の多いことが特徴で，特に堆積時の水底滑動

第1表　長野県中部の新第三紀層の層序表

時代	地層名	特徴
鮮新世	猿丸累層	砂岩・礫岩を主とし，4枚の石英安山岩質凝灰岩をはさむ．下部は汽水性で，上部は淡水性の堆積物である．
	柵累層	凝灰角礫岩・火山角礫岩などの火砕岩類や礫岩・砂岩・砂質泥岩などからなる．貝類の化石，特にホタテガイ類が多い．
中新世	小川累層	礫岩・砂岩・泥岩からなる．下部には流紋岩質凝灰岩がはさまれる．軟体動物の化石が多い．堆積構造は漣痕や斜交葉理がある．
	青木累層	主に砂質泥岩・砂岩の互層で，下部には礫岩や粗粒砂岩が多い．砂泥懸濁流，水底滑動などによる堆積構造が多い．軟体動物，哺乳動物の化石が多い．
	別所累層	主に黒色泥岩からなるが，下部には石灰岩がはさまれ，上部には砂岩や砂質泥岩をはさむ．上部には砕屑岩岩脈が多い．わずかにスランプ構造もみられる．石灰岩・泥岩からは化石を産出する．
	内村累層	緑色凝灰岩が大部分で，一部分は堆積岩類と指交する．堆積岩類は砂岩・礫岩・砂質泥岩である．
	守屋累層	緑色凝灰岩・砂岩・砂質泥岩・礫岩からなる．中新世型，漸新世型の化石が多い．

(subaqueous slide) による Slump structure や Bent chunks, Detached layer, Step fault などが多く，地層が擾乱された地帯を作っていることが特徴である．この擾乱帯は東側の中央隆起帯の隆起にともない形成されたものと考えられる．

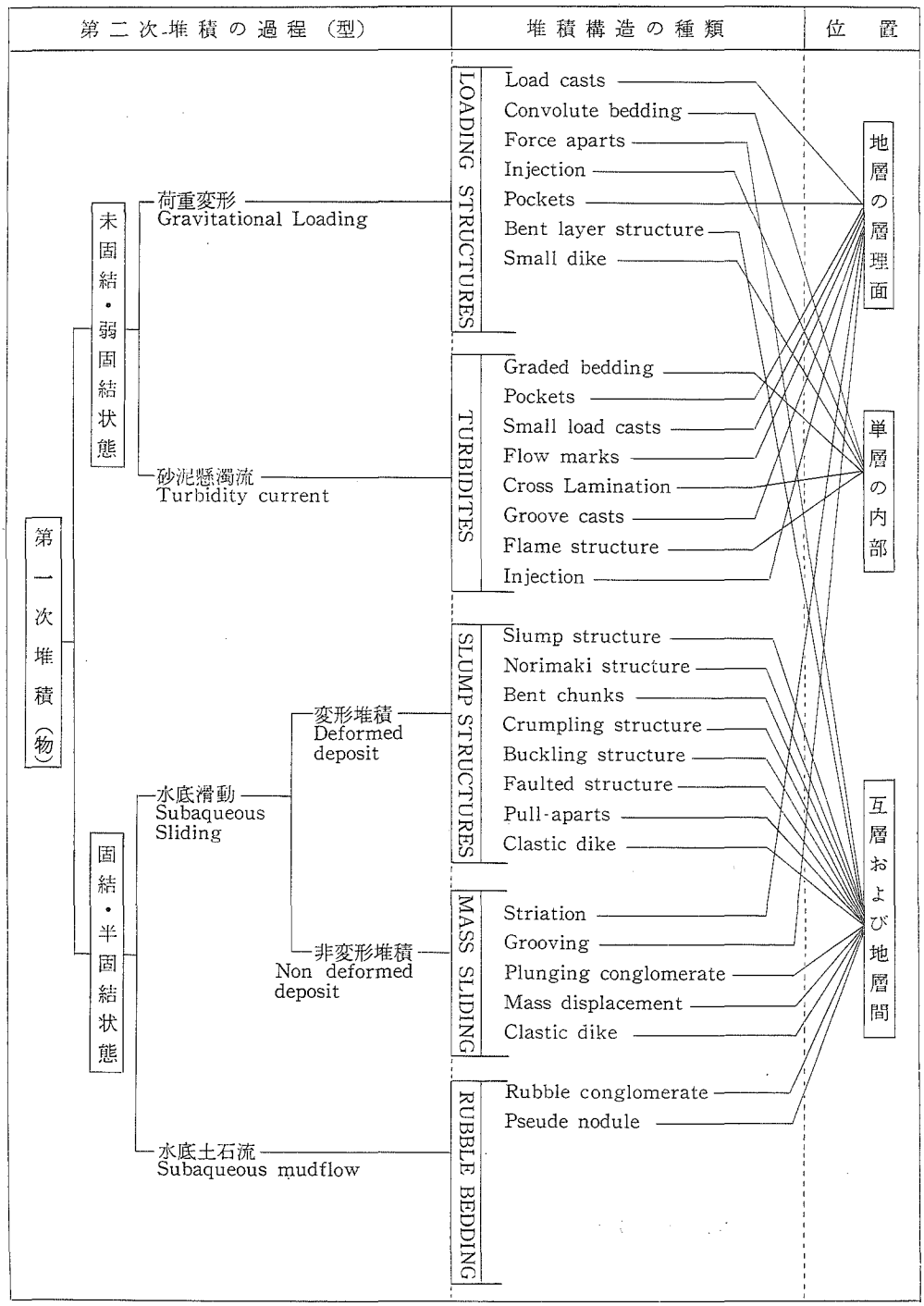
小谷地域は前記の地域とはなれているために，小谷団体研究グループ（1971）の層序を基にして説明する（第2表）．

小谷地域では調査地域の北側にＮＥ—ＳＷ方向の小谷隆起帯があり，この南東縁にそって堆積構造が多く，Slump structure や Clastic dike, Convolute bedding などがいちじるしい．

第2表　小谷地域の層序表

地層名		厚さ	特徴
中土累層	奉納砂岩礫岩層	600m＋	中粒ないし粗粒の砂岩と礫岩．一般の走向はＮＮＥないしＮＥ，奉納背斜の軸にそって分布する．
	六合泥岩砂岩層	500m	砂岩・砂質泥岩互層を主とし，一部に礫岩をはさむ．走向はＮＥないしＮＮＥ．
	長崎砂岩泥岩層	830m	暗灰色の砂質泥岩を主とし，中粒砂岩をはさむ．ノジュールが多く，軟体動物，カニ，ウニなどの化石を産出する．
	小谷温泉泥岩層	600m＋	黒色の砂質泥岩を主とし，黒色泥岩・中粒砂岩をはさむ．一般の走向・傾斜はN60°～70°Ｅ，30°ＳＥ．黒色泥岩の中から魚鱗化石（ニシン科）を産出する．

第3表　第二次堆積作用の過程とそれによって形成される堆積構造および地層中の位置との相関関係　新井重三（1967）による



Ⅲ　堆積構造の分類

堆積構造は陸地から運ばれた砕屑物が海底に堆積し，続成作用を受ける過程で，何らかの原因により変位・変形したものを一括してよぶもので，いわゆる造構造運動による地質構造とは区別されており，堆積岩の生成時における古環境・続成作用の過程を研究するのに極めて重要な意味をもっている．

堆積構造の分類については，PETTIJOHN（1957）は，堆積構造を無機的構造と有機的構造に大別し，さらに無機的構造を機械的（一次的）と化学的（二次的）に区別して説明した．

庄司力偉（1971）はこれを修正し，堆積構造を物理的（一次的），化学的(二次的）および生物的（一次的）の３つの型に分類して説明した．これらの区分は，堆積構造の形成された時期を重視したもので，成因的な要素はあまり加味されていない．

DORREEN（1951）は Peru の Talara Formation の研究から，堆積構造を水底滑動(Subaqueous slide)，水底土石流（Subaqueous mudflow），砂泥懸濁流（Turbidity current）に分け，水底滑動によるものが Slump structure,，水底土石流によるものが Rubble bedding，砂泥懸濁流によるものが Graded bedding であるとした．

新井重三（1960）は秩父盆地の第三系の堆積構造をくわしく調査し，24種の堆積構造を識別し，DORREEN の分類に重力荷重（Gravitational loading)，変形のない塊としての地すべり（Mass sliding without deformation）を補足して，５系列のグループに分けた．

また，新井（1967）は五日市盆地の第三紀層に発達する堆積構造をくわしく調べ，堆積構造を定義して，「陸地から運搬された物質が海底に堆積し，続成作用(diagenesis, epigenesis)を受けている過程において，何らかの原因により変位，変形または再運搬作用により転位し再堆積する現象を再堆積（resedimentation）または二次堆積（secondary deposition）とよぶ．そして，二次堆積運動により生じた地層および地層内部の変位・変形構造を堆積構造（Sedimentary structure）とよんで，いわゆる地質構造と区別する」と述べ，さらに堆積物の状態，変位や変形の力学的性質，堆積する環境の条件などに支配されて，堆積構造は規制されると説明している．新井は第二次堆積の過程およびそれによって形成される堆積構造の種類，地層中の位置を第３表のようにまとめた．

第４表　北部フォッサ・マグナ地域で観察された堆積構造

1　荷重変形（Gravitational Loading）
- 1) Load casts（荷重痕）
- 2) Convolute bedding（単層内褶曲）
- 3) Load casts after Flute casts

2　砂泥懸濁流（Turbidity Current）
- 1) Flute casts（流痕）
- 2) Groove casts（溝状痕）
- 3) Graded bedding（級化層）
- 4) Cross lamina（斜交葉理）
- 5) Mud flake

3　海底流（Bottom current）
- 1) Ripple mark（漣痕）
- 2) Crescent casts（三ケ月痕）

4　注入（Instilment）
- 1) Clastic dike（砕屑岩岩脈）

5　水底滑動（Subaqueous sliding），水底土石流（Subaqueous mudflow）
- 1) Slump structure（スランプ構造）
- 2) Norimaki structure（のりまき構造）
- 3) Bent chunks（折れ曲り構造）
- 4) Rubble bedding（崩壊層）

北部フォッサ・マグナの第三系には，かなり多くの堆積構造が認められるが，新井(1967)の示したすべてが見られるわけではない．以下新井の分類に従って，観察した堆積構造について説明する．

Ⅳ　観察された堆積構造

1　荷重変形 (Gravitational loading)

水底に堆積した堆積物が，未固結ないし弱固結の状態で荷重変形を受けると，Load casts (荷重痕) やそれに伴なう Pocket, Injection (small dike)，また Convolute bedding (Convolute lamination，単層内褶曲，うずまき状褶曲) や Force aparts (Boudin structure，曳きちぎれ構造) などを形成し，地層の層理面や単層の内部に保存されるが，これらの堆積構造を総称して荷重構造 (Loading structure) という．

調査地域で観察された荷重構造は，Load casts と Convolute bedding で，それらは一括して第5表に示す．

第5表　荷　重　構　造

Load casts

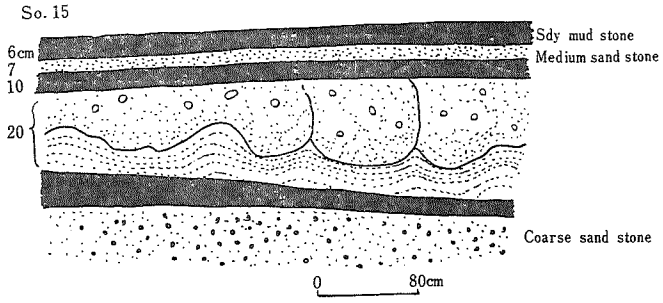
番　号	産　地	地層名	底痕層	下位層	規模，その他
SO. 4	明科町潮	青木累層下部	中粒～粗粒砂岩	砂質泥岩	厚さ20～24cm Groove casts に接する
SO. 5	明科町潮	青木累層下部	中粒～粗粒砂岩	砂質泥岩	厚さ10～15cm Slump st. に接する
SO. 7	明科町吐中	青木累層下部	中粒砂岩	砂質泥岩	厚さ10cm めりこみ約10cm
SO. 9	八坂村布宮	小川累層下部	中粒砂岩	砂質泥岩	
SO. 15	四賀村倉掛	青木累層基底部	粗粒砂岩	黒色泥岩	厚さ70cm めりこみ 8 cm
SO. 16	四賀村横川	青木累層下部	中粒砂岩	黒色泥岩	上部層に Mud flake を含む
SO. 20	豊科町田沢	青木累層下部	細粒砂岩	黒色泥岩	めりこみ 1.5cm

Convolute bedding

番　号	産　地	地層名	軸の傾斜方向	厚さ，粒度，岩質等
CO. 1	八坂村滝	小川累層下部	?	厚い中粒砂岩
CO. 2	生坂村上生坂	青木累層	N70°E	厚さ120cm 中粒～細粒砂岩 走向，傾斜N10°E 80°SE
小谷 CO. 1	小谷村ヒゲソリ滝下	小谷温泉泥岩層	E—W	厚さ45cm 細粒砂岩　走向，傾斜 N 6 °W，30°SW
小谷 CO. 2	小谷村ヒゲソリ滝下	小谷温泉泥岩層	E—W	厚さ11cm 細粒砂岩　下位の砂岩中に gradding あり
小谷 CO. 3	小谷村ヒゲソリ滝下	小谷温泉泥岩層	N60°E	厚さ30cm 砂質泥岩　上位に大きな slump st. あり走向，傾斜 N60°E 20°SE
小谷 CO. 4	小谷村小谷温泉下	小谷温泉泥岩層	?	厚さ10cm 細粒砂岩　走向，傾斜 N10°E，70°SE
小谷 CO. 5	小谷村押立沢	六合泥岩砂岩層	E→W	厚さ 3 cm 細粒砂岩　走向，傾斜 N65°E，50°SE 砂岩層の下底面に load casts が発達

(1) Load casts は犀川地域では青木累層の基底部および下部に多く，とくに，会田川にそってほぼ東西方向に集中している．荷重痕を作る層は中粒砂岩が多く，時には細粒砂岩もあり，比較的粒度が大きいことが特徴である．これに対して，下位の層は泥岩ないし砂質泥岩で粒度が小さいことが特徴である．粗粒ないし中粒砂岩と泥岩ないし砂質泥岩の接するのは，別所累層と青木累層の境界に多いから，ここに Load casts の発達がよくなり，凹凸ができるため一見不整合状にみえることがある．有名な大庭の不整合（本間不二男1931）も Load casts の大きなものの一つと考えられる．また，砂泥互層中にも Load casts がみられるが，この場合上位の荷重痕を作る砂岩層は厚さは10～30cmと一定している．Load casts を作るためには，ある程度の砂岩の厚さが必要な条件となっている．

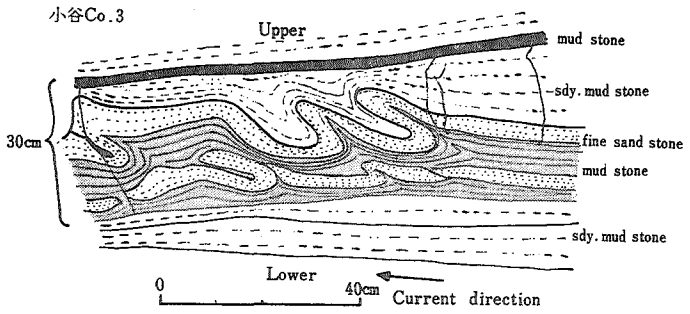
典型的な Load casts は四賀村五常倉掛沢で観察される So. 15 で，ここは別所累層と青木累層のバウンダリーである．ここでは上位の粗粒砂岩は下位の泥岩の中へ8 cm めりこんでいる．（第１図）



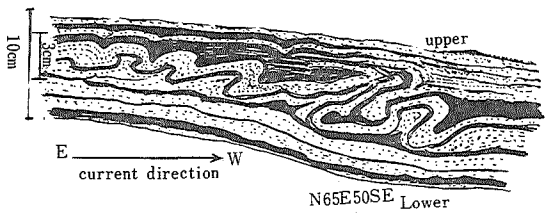
第１図　四賀村五常倉掛の青木累層基底部にみられる Load casts

(2) Convolute bedding (Convolute lamination, 単層内褶曲）は，ラミナを伴なう砂岩質の単層が，差別的荷重を受けて部分的沈降現象を起し，粘性状態まで固結化の進んだラミナがうず巻き状の構造を形成したものである．小谷地域では，中谷川上流の大海川と松尾川の合流点付近の小谷温泉泥岩層に集中的にみられる．構造の軸は傾斜しており，荷重による垂直方向の運動ばかりでなく，水流や堆積盆の基盤運動の影響をうけていることがわかる．小谷温泉泥岩層の走向・傾斜は N6°E～N6°W，30°SW，20°SE とほぼ南北方向ののびを示すのに対して，Convolute bedding の褶曲部の軸の傾斜方向はほぼ E↔W ないし NE↔SW を示しているが，これは Convolute bedding 形成時の N↔S ないし NW↔SE 方向の流れがあったものと考えられる．（第２図）岩相は細粒砂岩と砂質泥岩の互層で，砂質泥岩中には魚鱗化石を含むのが特徴的である．

小谷 Co. 5 は小谷村押立沢の六合泥岩砂岩層中で観察され，厚さ１cm程の細粒砂岩と黒色泥岩の細互層からなる地層の一部が，厚さ３cmくらいにわたって Convolute lamination となっている（第３図）．砂岩層の下底面には Load casts が発達しており，つづいて上部が Parallel lamination となり，その上部が Convolute lamination となる．第３図からもわかるように，この Convolute lamination の軸の方向が左上から右下に傾斜していることから，東



第2図　小谷温泉ヒゲソリ滝下の小谷温泉泥岩層中にみられる Convolute lamination



第3図　砂岩層の断面にみられる典型的な Convolute lamination
（小谷村押立沢の六合泥岩砂岩層）

から西への流動現象があったものと考えられる．

犀川流域では，生坂ダム下の青木累層中にあるCo. 2は，下位層中に Cross bedding があり，上位層は細粒砂岩と中粒砂岩の互層となるが，全体としては大きな Slump zone の中に含まれる．軸の傾斜から考えらる流動方向は N20°W↔S20°Eである．

(3)　Load casts after Flute casts

Turbidity current（砂泥懸濁流）がクリノフォームを流れ下るとき，水底の泥土の一部が洗い流され，そこにできた楕円形の溝に砂が堆積したものが Flute casts であるが，Flute casts の形成後差別的荷重によって生じた Load casts とが複合したものが Load casts after Flute casts で，合成痕とよばれるものの一種である．この地域では第6表に示すようなものが観察される．

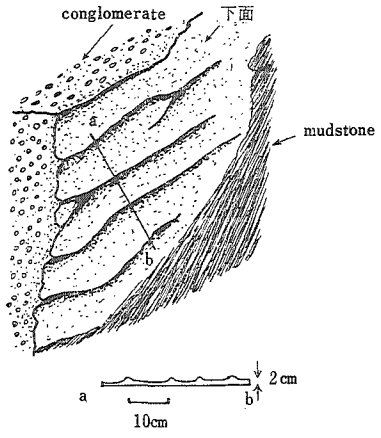
So. 11は八坂村舟場の犀川左岸，小川累層下部の地層にみられる．中粒砂岩・砂質泥岩互層中の砂岩の下面に Flute casts と Groove casts とがあり，その突出の高さは約1cmであ

第6表　Load casts after flute casts

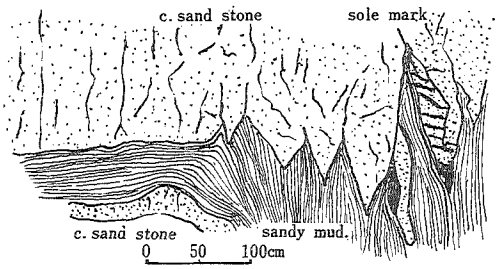
番　号	産　地	地層名	底痕層	下位層	特　徴，流　向
SO. 11	八坂村舟場	小川累層	中粒砂岩	砂質泥岩	groove casts および flute casts を伴う．方向性S 20°W
SO. 14	生坂村山清路	小川累層	礫岩	炭質泥岩	突出部亜平行状 方向性S 20°W↔N 20° E
SO. 22	武石村武石峠	内村累層	粗粒砂岩	砂質泥岩	突出部亜平行状 方向性N 40° E↔S 40°W

るが，他に差別的荷重によるものと思われる凹凸がみられる．砂岩層の厚さは約40cm，砂質泥岩の薄層や泥岩の偽礫を含み，下位の砂質泥岩層には古生層起源の径2～3cmの円礫やノジュールを含んでいる．Groove casts と Flute casts の方向はほぼ同一で，turbidity current の方向はS20°Wを示している．

So. 14は生坂村山清路右岸，小川累層上部の地層にみられる．厚さ約4mの礫岩層の下底面に漣痕様の突出が観察される．突出部はほぼ等間隔で平行にならび，その方向はN20°E↔S20°Wである．下位は炭質物を含む黒色の泥岩である．（第4図）



第4図　Load casts after flute casts
生坂村山清路



第5図　Load casts after flute casts
（内村累層　武石峠北）

So. 22は武石峠北方約1 km，鹿教湯から美ケ原へ通ずる道路ぞいの露頭でみられ，内村累層に属する堆積構造では，現在のところ唯一のものである．第5図のように Sole mark 以外に堆積期に生じたと思われる構造がみられるが，非常に特異な構造であり，その成因は明らかではない．Sole mark は節理の発達した無層理の厚い砂岩の一部が，砂質泥岩砂岩互層と交指状に交わっている部分の砂岩層の下面にみられ，同一方向の条がならび，その方向はN40°E↔S40°Wである．

2　砂泥懸濁流（Turbidity current）

アンダーフォームとクリノフォームの境にできた肩部（shoulder）の堆積物が，安息角を越すかまたは地震などの衝撃によって堆積物が崩れると，水底に砂泥の懸濁水ができる．この懸濁水は周囲の水よりも比重が大きいため，クリノフォームを流れ下って懸濁流となる．懸濁流がクリノフォームを流れ下るとき，水底の泥土を洗い流し，削り取って種々の印象を残す．これが流れによる底痕（Sole mark）で，この中には流痕，曳き痕，はね上り痕などが含まれている．懸濁流がクリノフォームを流れ下るとき，水底の泥土を洗い流し，楕円形のみぞを作り，そこに砂が堆積したものが流痕（Flute casts, Flow mark）で，懸濁流と一緒に押し流される物体（例えば小石，小枝など）が水底の泥をひっかき，そのあとへ砂が堆積したものが曳き痕（drag mark, groove casts, striation casts）で，砂岩の下底面に線状

の凸形を生ずる．はね上り痕は，水底の泥土上を躍動して流れる物体によってできた浅い溝状の凹所へ砂などが堆積してできたもので，砂岩の下底面に凸形が規則的に配列している．

現在までに観察された懸濁流による底痕は Flute casts と Groove casts である．Flute casrs と Groove casts の方向は，露頭において走向線となす角度を測定し，傾斜した地層は，その位置で水平にもどした場合の方向を流向とし，流れてきた方向が，例えば南東の場合は，S45°E→N45°Wのようにあらわした．Groove casts については，方向の正逆が不明であるので，例えば東西方向の場合は，E↔Wのようにあらわした．

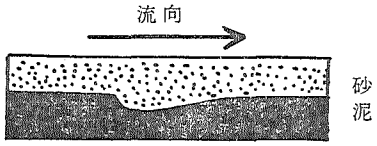
(1) Flute casts（流痕）

Flute casts は主として青木累層下部にみられるが，典型的なタイプのものは少ない．今までに観察できたものを表にして示す（第7表）

第7表　Flute casts

番　号	産　　地	地層名	底痕層	下位層	特　徴　流　向
SO. 2	生坂村会	青木累層	中粒砂岩	砂質泥岩	
SO. 6	明科町潮	青木累層	中粒砂岩	砂質砂岩	S 20°W
SO. 8	豊科町高萩	青木累層	中粒砂岩	砂質泥岩	S 45°W
SO. 10	池田町六地蔵	青木累層	中粒砂岩	砂質泥岩	
SO. 19	四賀村大沢	青木累層	中粒砂岩	砂質泥岩	S，S 10°W，S 30°W
SO. 21	明科町矢越	青木累層	中粒砂岩	砂質泥岩	S 10°E

Flute casts は懸濁流がクリノフォームを流れ下るとき，水底の泥土を洗い流し，楕円形の溝を作り，そこへ砂が堆積したものであり，砂岩の下底面に凸形ができる．この凸形は亜円錐形の一部を形づくり，一方の先端は丸味があって突出し，反対側は徐々に低くなって層面と一致し，断面の形態は第6図のようになるために，この形態から古流系の方向を推定することができる．



第6図　Flule cast と流向

So. 19は四賀村中川，大沢右岸の青木累層最下部層の砂岩泥岩互層中の砂岩層の下面にみられる．砂岩層は Rubble conglomerate や泥岩の角礫，チャートを主とする礫を含み，下位層は砂質泥岩である．砂岩層の下面に Flute casts が数条観察されるが，流向は7個のうちS30°W→N30°Eが1，S20°W→N20°Eが3，S10°W→N10°Eが2，S→Nが1であり，懸濁流の方向は，ほぼ南ないし南西方向からのものである．

(2) Groove casts（溝状痕）

Groove casts は Flute casts と同じく，青木累層下部に多い．この成因は，懸濁流と一緒に押し流された物体が水底の堆積物をひっかき，そのあとへ砂が堆積したものであり，砂岩層の下底面に細長く線状の凸形を生ずるが，Flute casts のような方向性は明らかでない．

（第8表）

第8表　Groove casts

番　号	産　　地	地層名	底痕層	下位層	流　向　特　徴
SO. 1	生坂村会	青木累層	中粒砂岩	砂質泥岩	N45°E⟷S45°W
SO. 3	明科町潮	青木累層	中～粗粒砂岩	砂質泥岩	N40°⟷S40°W
SO. 12	生坂村裏日岐	青木累層	礫岩	砂質泥岩	N⟷S
SO. 13	生坂村梅月	青木累層	中粒砂岩	砂質泥岩	N70°E⟷S70°W
SO. 17	四賀村倉掛沢	青木累層	中粒砂岩	砂質泥岩	N30°W⟷S30°E

So. 13の Groove casts は，生坂村梅月の青木累層下部に観察されるもので，砂岩の優勢な砂泥互層の砂岩層の下底面にあり，同一方向の条痕が多数観察される．すじの長さは約30cm，幅約2cm，突出の高さは約0. 7cm，すじの方向はN70°E↔S70°Wである．

3　海底流（Bottom Current）

(1)　漣痕（Ripple mark）

本地域の漣痕については，既に田中邦雄・寺平宏・斉藤保人（1968）の研究にまとめられているので，詳細な説明はさけるが，結論だけあげると，

a)　漣痕は青木累層中部にもっとも多く認められる．

b)　漣痕は砂岩の上面に印され，その被覆層は砂質泥岩あるいは泥岩である．また，砂岩の大部分は中粒砂岩である．

c)　本地域の漣痕は4つのタイプに分けることができ，それぞれⅠ，Ⅱ，Ⅲ，Ⅳのタイプとする．Ⅰは流動漣痕で波頂部の平行になるもの，Ⅱは流動漣痕で波頂部が舌状になるもの，Ⅲは振動漣痕，Ⅳは不規則な形態のものである．

d)　流動漣痕のできやすい流速は，実験の結果では，20～40cm/secである．

e)　漣痕が化石漣痕として保存されるためには，流れが一時停止し，漣痕の移動が止った後，泥などによって速かに被覆されることが必要である．

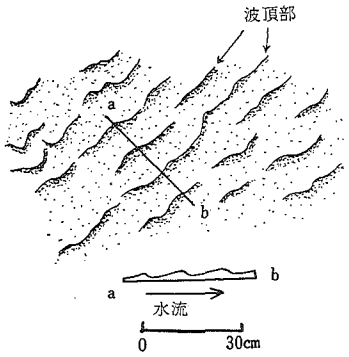
f)　流動漣痕はその形態から流れの方向が判断でき，その結果によると，青木累層では南東ないし南西から，小川累層では東からの流れによるものである．

1968年の報告以後にみつかった漣痕は4例であるが，これについて説明を加える（第9表）．

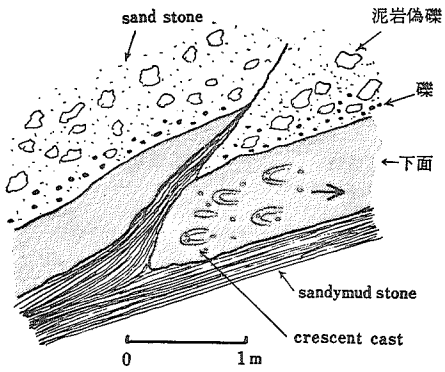
第9表　Ripple mark

番　号	産　　地	地 層 名	漣痕層	被覆層	タイプ	波長	波高	水流の方向
Rm. 2	生坂村上生坂	青木累層下部	中粒砂岩	砂質泥岩	舌状漣痕	13. 6cm	0. 9cm	S25°W
Rm. 3	生坂村日岐	青木累層中部	中粒砂岩	砂質泥岩	流動漣痕	11. 8	0. 8	S10°W
Rm. 4	生坂村日岐	青木累層中部	中粒砂岩	砂質泥岩	流動漣痕	12. 3	1. 0	S40°W
Rm. 5	生坂村上生坂	青木累層下部	中粒砂岩	砂岩	流動漣痕	13. 5	1. 0	S35°W

Rm. 5はⅠ～Ⅱのタイプの流動漣痕で，波頂部が舌状の部分と亜平行状になっている部分とがある．漣痕の波長は11～15cm，波高は0.8～12cm，水流の方向はS35°Wを示している．



第7図　Ripple mark Rm5
生坂村上生坂



第8図　Crescent casts So18 四賀村横川

生坂村上生坂，青木累層下部の砂岩優勢互層の中粒砂岩の上面に観察される（第7図），

他の漣痕も青木累層下部から中部にかけてのもので，いずれも中粒砂岩の上面にみられ，その上面は砂質泥岩あるいは泥岩によって覆われている．これらの漣痕はいずれも同一方向の水流によって形成された流動漣痕であり，生成時における水流の方向は南西～南東の方向からである．

(2)　Crescent casts（三ケ月痕）

三ケ月痕（Crescent casts）は礫や貝殻などが流れの障害となって堆積物に馬蹄形の溝を作り，そこへ砂が堆積したもので，その形態から流向を推定することができる．本地域のCrescent castsは1例だけであるが，四賀村横川，青木累層下部の砂岩層の下底面に観察される（第8図）．ここでは厚さ約10mの中粒ないし粗粒の砂岩層の下底面に第8図のようなCrescent castsがあり，その下部は砂岩の薄層をはさむ砂質泥岩層となっている．Crescent castsの長さは約12cm，突出の高さは最高部で約2cm，幅は約5cmである．厚い砂岩層の上部は礫を多く含み，下部には泥岩の偽礫を含むが，下底面や突出部の中に径0.5～1cmのチャートを主とする礫がみられ，これらの礫によって水流が乱され，下位の泥に馬蹄形の溝を生じ，その凹部を上位の砂がうずめたものと考えられる．第8図の矢印の方向が水流の方向であり，S40°W→N40°Eである．

4　注入（Instilment）

(1)　Clastic dike（砕屑岩岩脈）

Clastic dikeの多くは別所累層上部にみられるが，青木累層下部にも数例が認められる．Clastic dikeを構成する岩石は，細粒砂岩，中粒砂岩，粗粒砂岩および礫岩であるが，中粒砂岩がもっとも多く，その粒度組成はほとんど均一で，ラミナやグレーディングなどは全く認められないが，部分的に周囲の岩片や円礫(チャートなど)をとりこみ，また，石膏脈，方解石脈，海緑石などを生じているものもある．第10表はいままでに観察したClastic dikeを

第10表　Clastic dike

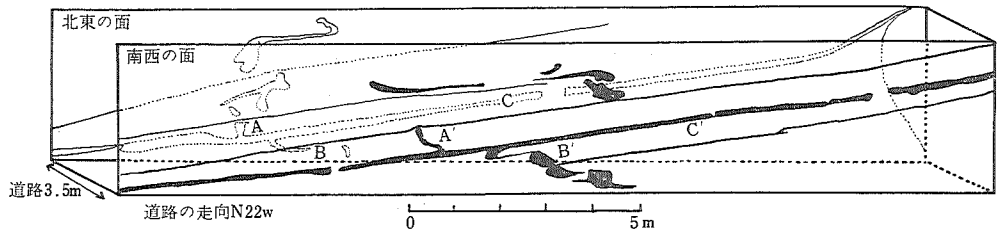
番　号	産　　地	地層名	粒　　度	包　有　物	母　　岩
D．1	豊科町高萩	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．2	豊科町高萩	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．3	豊科町高萩	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．4	豊科町高萩	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．5	四賀村刈谷原	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．6	明科町吐中	別所累層	細粒砂岩（石灰質）	な　し	黒色泥岩
D．7	明科町潮	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．8	明科町潮	別所累層	中～粗粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．9	明科町潮	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．10	明科町潮	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．11	明科町潮	別所累層	中粒砂岩	黒色泥岩（角礫） チャート（円礫）	黒色泥岩
D．12	豊科町田沢	別所累層	中粒砂岩	海緑石，方解石	黒色泥岩
D．13	豊科町田沢	別所累層	中粒砂岩	海緑石，方解石	黒色泥岩
D．14	川西村越戸	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．15	川西村越戸	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．16	川西村越戸	別所累層	中粒砂岩	黒色泥岩・礫	黒色泥岩
D．17	川西村越戸	別所累層	中～粗粒砂岩	黒色泥岩・礫	黒色泥岩
D．18	川西村越戸	別所累層	礫岩（マトリックスは凝灰質泥岩）	石　　膏	黒色泥岩
D．19	明科町潮	別所累層	中～粗粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．20	明科町中川手	別所累層	中～粗粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．21	明科町潮	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．22	明科町潮	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．23	明科町潮	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．24	明科町潮	別所累層	中粒砂岩	黒色泥岩	黒色泥岩
D．25	明科町潮	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．26	明科町潮	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．27	明科町中川手	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．28	明科町中川手	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．29	明科町中川手	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D．30	明科町中川手	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩

D.31	豊科町高萩	青木累層	中粒砂岩	な　し	礫質泥岩
D.32	明科町潮	別所累層	中粒砂岩	な　し	黒色泥岩
D.33	四賀村横川	青木累層下部	中粒砂岩	な　し	砂質泥岩
D.34	四賀村横川	青木累層下部	中粒砂岩	な　し	砂質泥岩
D.35	四賀村倉掛	青木累層下部	中粒砂岩	な　し	中粒砂岩砂質泥岩互層
D.36	生坂村上生坂	青木累層下部	中粒砂岩	砂質泥岩角礫	砂質泥岩
D.37	四賀村倉掛	青木累層下部	中粒砂岩	砂質泥岩角礫	砂質泥岩
D.38	生坂村上生坂	青木累層下部	中粒砂岩	砂質泥岩角礫	砂質泥岩砂岩互層
小谷 D. 1	熱湯東方中谷川左岸	小谷温泉泥岩層	細粒砂岩	な　し	砂質泥岩
小谷 D. 2	中谷川，深沢橋下	小谷温泉泥岩層	細粒砂岩	炭質物角礫，円礫	砂質泥岩
小谷 D. 3	中谷川，深沢橋下	小谷温泉泥岩層	細粒砂岩	礫 側壁に方解石脈	砂質泥岩
小谷 D. 4	中谷川，深沢橋下	小谷温泉泥岩層	細粒砂岩	方解石脈	砂質泥岩
小谷 D. 5	中谷川，深沢橋上流50m	小谷温泉泥岩層	中粒砂岩	な　し	細粒砂岩～砂質泥岩
小谷 D. 6	熱湯沢南方50m道路	小谷温泉泥岩層	礫岩 (マトリックスは凝灰質砂岩)	礫種は種々 大は径70cm	砂質泥岩優勢細粒砂岩の薄層をはさむ
小谷 D. 7	真木部落 中谷川左岸	六合泥岩砂岩層	中粒砂岩	な　し	砂質泥岩
小谷 D. 8	真木部落中谷川左岸	六合泥岩砂岩層	細粒砂岩	な　し	砂岩，砂質泥岩互層

まとめたものである．

Clastic dike の周囲の岩石には，dike の注入による構造がほとんど認められないが，岩脈の両壁に多数の擦痕を残しているもの（D. 30）や岩脈の周囲の黒色泥岩が圧力を受けて変形したような流理構造のみられるもの（D. 8）もある．

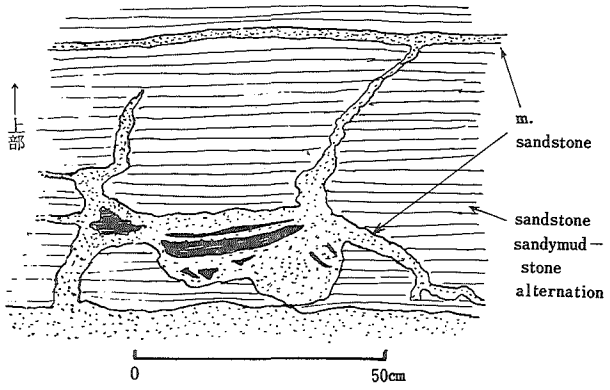
D. 16 は川西村越戸の切通しで，約 3.5m の道路が，山をほぼ垂直に切ってあけられ，道路の両側の壁にいくつかの岩脈状，岩床状の注入岩が観察される．その産状を示したものが，第 9 図である．この図では N22°W 方向の道路をはさんで北東の面にみられる岩脈および岩床を点線で示し，南西側の面にみられるものを黒で示した．これらのうち，第 9 図に入って



第 9 図　川西村越戸切通しの両面にみられる clastic dike D. 16
（黒は南西の面にみられる dike，点線は北東の面にみられる dike，A—A′，B—B′は連続するもの思われる dike）

いる中粒砂岩の岩脈および岩床をまとめてD. 16とした．魚鱗化石や玄能石を含み，節理の発達した別所累層の黒色泥岩中に，地層面にそって平板状に入っているもの（第9図で北東の面と南西の面に細長く Sheet 状に入っている砂岩をむすんだ面が地層面と一致する）と，地層面を切って不規則な形で入っているものとがある．この中で，厚さが平均10cmのものは形態が不規則で，途中で急に切れる部分や，非常に細くなってつながる部分，またはある場所から枝分れして，上位あるいは下位の地層につっこんでいる部分などがある．粒度は中粒砂岩で，内部は均質であるが，周囲の泥岩をとりこんでいる部分や石灰岩の円礫をとりこんでいる部分が観察される．これに対して，厚さが平均1～2cmのものは，厚さの変化が少なく，観察される範囲では約20mにわたってのびている．

D. 38は，生坂村上生坂，生坂ダム下の犀川河床で観察される．青木累層下部の中粒砂岩の上面から，上部の砂質泥岩砂岩互層へ数本の dike が注入しているところが見られ，dike の砂の供給源が明らかなものの一つである．地層に対して全体的にはほぼ垂直であるが，多少屈曲し，先端に向って厚さを減じている．また，その一部には先端が上位の厚さ約5cm

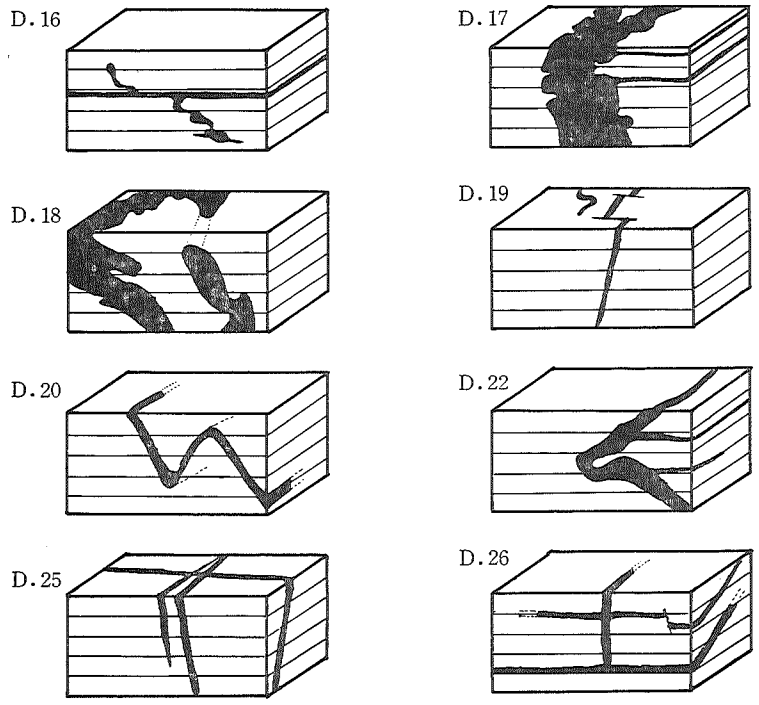


第10図　Clastic dike D. 38生坂村上生坂

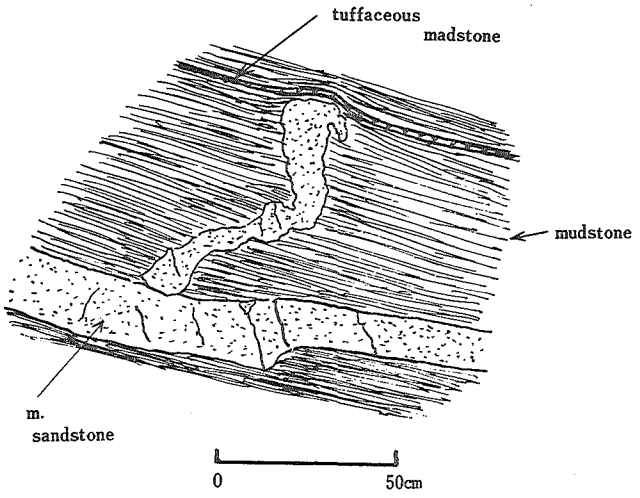
の中粒砂岩層に連続しているものがみられるが，この原因としては，dike の先端が地層面にそってひろがり，Sheet 状になったものか，あるいは砂岩層のあるところへ，のびてきた dike がつながったものか，いずれかによるものであろう（第10図）．

本地域で観察される Clastic dike の形態の主なものを模式的に表わしたものが第11図である．地層面にそって板状（Sheet 状）に入っているもの，地層面を切って板状に入っているもの，及び屈曲して不規則な形で入っているものの三種に大別される．

地層面を切って岩脈状に入っているものは，厚さの変化がはげしく，不規則な形で，部分的には地層面にそい，中には Sheet 状のものから枝分れしてつながっているものもある．岩質は Sheet 状のものと全く同じである．第9図では道路をはさんだ北東側の面と南西側の面で，AとA′，BとB′が対応し，道路をはさんで連続していたものと思われる．これらの岩脈の周囲の泥岩は，注入による乱れた構造はほとんど認められないが，1ケ所だけ砂岩脈が下から押しあげたような形で，泥岩の層とその間にはさまれた凝灰質泥岩の薄層がやや



第11図　Clastic dike の入り方模式図



第12図　D. 16の一部

変曲している部分がある．
（第12図）．

層理面に沿って平行に入っているものは，一次的な堆積物であるか，あるいは二次的に迸入したものか明らかでないものもあるが，地層を斜めに切っているもの，あるいは地層面を切る岩脈から分れて地層面に沿ってのびているものについては，二次的な迸入によるものと考えられる．

Clastic dike の成因について林唯一（1957）は知多半島の中新統の砂岩岩脈についての研究の中で，褶曲運動による層間の差動をあげ，新井重三（1960）は秩父盆地の第三紀層で Clastic dike と Slumping が直接的な因果関係のあることを報告している．また，庄司力偉（1971）は未凝固の状態のときの地殻変動や地震の発生により，層間異常褶曲を生じ，それに伴なって発生する割れ目に砂が流れこむか，圧密差で下より砂が入りこむことによって生成されると説明している．

本地域の Clastic dike もその産状から上記のいずれかの原因によるものと思われるが，個々の Clastic dike についてそのいずれにあたるかはなお検討を要するが，Clastic dike のほとんどが中粒砂岩であり，周囲の岩石が泥岩あるいは砂質泥岩であることから，すでに固化あるいは半固化の状態の泥岩の中へ未凝固の水を含んだ砂が，上記の原因によって押込まれたものであろう．このとき周囲の泥岩や礫などをとりこんだものと思われる．また，dike の形態に平板状ものと，不規則な形のものとがあるが，これは周囲の泥岩がすでに固化し，その割目に押し込んだ場合には平板状となり，周囲の泥岩が半固化の状態で多少の流動性をもっているところへ押しこんだ場合には，屈曲したり，枝分れをして不規則な形となり，また周囲の泥岩に流理構造を生じたものと思われる（D. 16，第12図）．

5　水底滑動（Subaqueous sliding）

(1)　Slump structure（スランプ構造）

Slump structure とはクリノフォームに堆積し，可塑性を帯びるまでに固結化した地層が，重力の働き，地震などの衝撃，堆積盆地の移動に伴ない，その傾斜角を増すなどの原因によって，斜面を滑動した場合に生ずる地層の変形構造で，一般に褶曲構造に属する各種の変形構造に対して名づけられている（新井重三　1967）．

この論文ではある幅をもった zone が全体的に変形され，Slump structure の存在や，また，地層の走向，傾斜の変動がかなりはげしく，逆転層がみられたり，崩壊層（Rubble bedding）が認められるような地帯を Slump zone として取り扱い，この Slump zone の中で観察される個々の堆積構造を記載した．また，Rubble bedding の中には Flowage silt がボール状に固められたものがしばしば観察される．これを Slump ball として取り扱い，Rubble bed と区別して記載した．

調査地域で観察される Slump structure は砂泥有律互層が全体的に大規模に変形している場合と，地層の間で小規模に変形している場合とがある．

犀川を中心とした地域は犀川擾乱帯（犀川団体研究グループ　1966）の内部およびその近傍にあたり，層位的には青木累層下部から中部に相当し，擾乱帯の北方延長の大岡村日合，安賀から和平へ通ずる道路および八坂村舟場では小川累層下部に相当するところがある．また，別所累層には Slump Struture はほとんど観察されていないが，別所累層の泥岩の中にラミナの発達した部分が小規模に褶曲しているところが認められている．

北安曇郡小谷村の第三紀層分布地域には，大海川と松尾川の合流点付近，中谷川流域の一部に Slump structure が観察される．特に小谷温泉泥岩層，六合泥岩砂岩層に多い．

犀川流域で観察される Slump structure は，規模形態は異なるが，47ケ所において観察された（第11表）．

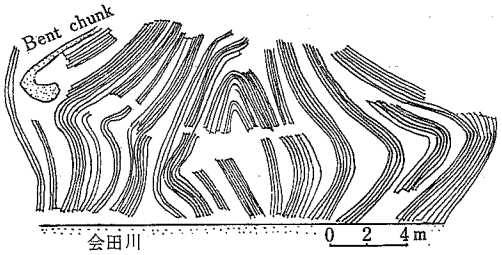
第11表　Slump structure

番　号	産　　地	地 層 名	軸の方向	特　　徴
S. 1	生坂村宇留賀	青木累層中部		中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層．背斜部で厚くなり，両翼で厚さを減じている．典型的な Slump structure である．一般の走向・傾斜は N40°E，80°NW
S. 2	生坂村才光寺	青木累層中部		中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層．左翼（N40°E，88°NW）は泥岩層で切られ，右翼（N40°E，80°SE）は有律互層の連続となっている．一般走向，傾斜（N40°E，88°NW）
S. 3	生坂村大日向	青木累層中部		砂岩と砂質泥岩の有律互層．右翼は中粒砂岩層が厚く，海底の昇降運動により，すべりおちた変形構造と考えられる．
S. 4	生坂村中塚	青木累層中部		中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層．中粒砂岩は厚く50～70cmである．Slump structure の周辺は破砕されている．
S. 5	生坂村梶本	青木累層下部		中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層
S. 6	生坂村梶本	青木累層下部		中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層で，規模は小さく Slump ball として区別した方がいい．頂部で厚く10cmあり，平均3～5cmの中粒砂岩である．
S. 7	生坂村梅月	青木累層下部		中粒砂岩と泥岩の互層よりなり，西側は厚い中粒砂岩で切られている．Slump zone に含まれる一部である．
S. 8	生坂村梅月	青木累層下部		細粒砂岩と泥岩の有律互層，細粒砂岩にはさまれた幅約130cmの中に存在する．
S. 9	生坂村梅月	青木累層下部		厚さ16cm の細粒砂岩層と泥岩の有律互層．砂岩層に方解石が脈状に入る．Slump zone の一部．
S. 10	生坂村裏日岐	青木累層下部		中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層．中粒砂岩の厚さは10数cmで，彎曲部では部分的に39cm位の厚さとなる．
S. 11	生坂村小立野入	青木累層上部		中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層
S. 12	生坂村小立野入	青木累層下部		砂質泥岩優勢の地層で，中粒砂岩層が Slump structure を作っている．一般の走向・傾斜は

番　号	産　　地	地 層 名	軸の方向	特　　徴
				N10°W，60°NE
S. 13	生坂村清水	青木累層下部		中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層
S. 14	明科町吐中	青木累層下部		N50°E，34°NWの走向・傾斜の礫を含む厚い中粒砂岩層の中に存在し，中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層よりなるが，外来のブロックとして考えられる構造である．砂岩層の下位にはLoad castsがある．
S. 15	明科町大足	青木累層下部		厚さ3～5cmの中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層よりなる．砂岩層は一部粗粒で礫を含んでいる．
S. 16	明科町大足	青木累層下部		中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層よりなる．幅20mにおよぶ大規模なSlump structureで随伴構造としてBent chunksがあり，この構造の下位にはRubble beddingが観察される．
S. 17	大岡村日合	小川累層下部	N10°E	中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層よりなる．一般の走向・傾斜はN60°E，30°NW
S. 18	大岡村北小松尾	小川累層下部	NS	中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層よりなる．一般の走向・傾斜はN30°E，70°SE．スランプ構造の軸の方向は擾乱帯の延びの方向とよく一致している．
S. 19	八坂村舟場	小川累層下部	N10°W	中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層よりなる．一般の走向．N48°E
S. 20	八坂村舟場	小川累層下部	N20°E	砂質泥岩と薄い中粒砂岩の細互層よりなる．砂質泥岩優勢．一般の走向・傾斜はN45°E，45°NW
S. 21	大岡村町田	小川累層下部		舟場地籍犀川右岸に露出し，砂泥互層よりなる大規模なものである．
S. 22	大岡村安賀一和平	小川累層下部	N40°E	中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層よりなる．一般走向はN46°E．砂岩層はラミナの発達顕著，一部に逆転層がある．
S. 23	明科町東川手小芹	青木累層下部	N10°E	中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層よりなる．砂岩中に0.5～1cmのチャート礫や方解石を含む．Norimaki structureであるが，成因的にはSlump structureと同じ変形構造である．一般走向・傾斜はNS，90°
S. 24	明科町東川手小芹	青木累層下部	N30°E	全体としてSlump zoneを形成している．細粒砂岩と砂質泥岩の有律互層で，一部小断層によって切られている． 一般の走向・傾斜はN6°E，90°

S.25	生坂村梅月	青木累層下部	NS～N60°E	中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層．一般の走向・傾斜はN20°E，90°．背斜部で厚く両翼で次第に厚さを減じ，地層中で尖滅する典型的なスランプ構造である．
S.26	四賀村横川	青木累層下部	N64°W	中粒砂岩が褶曲部を作る． 一般の走向・傾斜N60°E，40°NW
S.27	四賀村横川	青木累層下部	N20°W	中粒砂岩よりなり，背斜部の頂上が厚くなっている．一般の走向・傾斜はN46°E，48°NW
S.28	四賀村横川	青木累層下部	N60°E～N60°W	砂質泥岩層中で，細粒砂岩の粒子の配列があらゆる方向性をもつ．一般の走向・傾斜はN56°E，44°NW
S.29	四賀村倉掛	青木累層下部	N30°E	細粒砂岩よりなり，Slump structure の一部は断層で切られている．全体に地層の乱れがはげしい．一般走向・傾斜はN20°E，26°SE
S.30	四賀村中川日向	青木累層下部	N26°E	砂質泥岩と砂岩の有律互層．一部 Slump structure が切られ Bent chunks が見られる． 一般の走向・傾斜N62°E，40°NW
S.31	四賀村中川日向	青木累層下部	N70°W	砂質泥岩と細粒砂岩の有律互層．一般走向・傾斜はN60°E，50°NW
S.32	四賀村五常倉掛	青木累層下部	N20°E	砂質泥岩と細粒砂岩の有律互層．全体に圧砕されている．S.32付近に堆積構造が集中している．一般走向・傾斜N28°W，26°NE
S.33	明科町東川手矢下沢	青木累層上部	N10°W	砂質泥岩・細粒砂岩の有律互層．一般走向・傾斜は N32°E，50°NW
S.34	生坂村梅月生坂ダム下150m	青木累層下部	N70°E	厚さ3cmの中粒砂岩よりなり，上下2m幅の砂岩・砂質泥岩互層よりなる層間に存在．加圧方向N20°W←→S20°E 一般走向・傾斜N16°E，80°SE
S.35	坂北村菖蒲沢	青木累層下部	N80°W	中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層． 南北方向の加圧である． 一般走向・傾斜　N20°E，48°NW
S.36	坂北村寺沢	青木累層下部	N10°E	中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層．加圧方向はほぼ東西である．一般走向・傾斜N4°E，88°SE
S.37	本城村伊切の沢	青木累層中部	N50°W	比較的厚い細粒砂岩と砂質泥岩がスランプ構造を形成し，両層とも褶曲の軸部は厚くなっている．一般走向・傾斜N70°E，36°NW
S.38	坂北村細田麻績川左岸	青木累層下部	N44°W	細粒砂岩と砂質泥岩の有律互層．断層（EW，44°N）によってきられている． 一般の走向・傾斜はN33°E，52°NW

番　号	産　　地	地 層 名	軸の方向	特　　徴
S.39	明科町矢越 矢越隧道西	青木累層上部	N30°W	全体的に乱れた部分が多く，スランプ構造を示すところが数ヶ所観察される．スランプの部分は中粒砂岩層である．加圧方向はN40°Wと思われる．一般の走向・傾斜　N26°E，68°SE
S.40	生坂村上生坂	青木累層中部	N80°E	青木累層最下部から青木累層中部にかけて多数のスランプ構造が観察されるが，生坂ダム付近に多くの Slump ball がある． 砂岩優勢の互層の部分に少なく，砂質泥岩優勢の互層の部分に多い．この地域は slump zone が形成されており，S.40～S.46まではこの slump zone の中にあり，軸の方向性もまちまちであるがほぼ東西性のものが多い．
S.41	生坂村上生坂	青木累層中部	EW	
S.42	生坂村上生坂	青木累層下部	N70°W N60°E	
S.43	生坂村上生坂	青木累層中部	EW	
S.44	生坂村上生坂	青木累属中部	N60°E	
S.45	生坂村上生坂	青木累層中部	N80°E	
S.46	生坂村上生坂	青木累層中部	N70°E	
S.47	生坂村上生坂	青木累層中部	N40°W	中粒砂岩の優勢な互層で，slump ball として取扱うことのできる構造である．slump zone の中にあり，軸の方向はN40°W

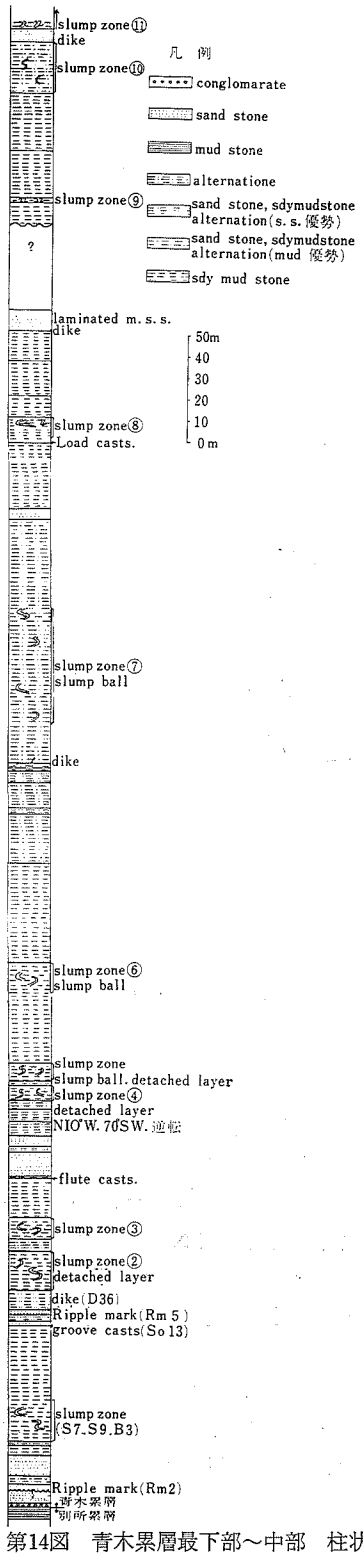


第13図　明科町大足　会田川右岸にみられる slump structure（模式図）(S.16)

S.16はもっとも規模の大きな典型的な Slump structure で，明科町大足の会田川右岸で観察されるもので，厚さ 3～5 cmの中粒砂岩・砂質泥岩の有律互層からなり，複雑な構造を呈している（第13図）．幅20mの Slump zone を形成しており，この中には Bent chunks も見られる．この Slump zone の観察される地点から下流50～60mの会田川右岸には Rubble bedding が観察され，層準としては Slump structure の下位に位置している．これらの事実からこのSlump zone は三梨昂・垣見俊弘（1965）の深層地すべり型に相当するものと考えられる．

このほか，大規模な Slump structure の観察されるのは，八坂村舟場の犀川右岸と大岡村川口の犀川右岸である．

生坂村梅月，生坂ダム下の犀川両岸には第14図の柱状図にみられるように，大規模な Slump zone が形成されているのが観察される．この柱状図は生坂ダム下流約700mの青木累層最下部の露頭から青木累層中部の生坂ダムゲート下までのもので，この中には厚いところで60m，うすいところで5 mの幅をもった Slump zone が11帯あり，いずれも規模は大きく



第14図　青木累層最下部～中部　柱状断面図

ないが，さまざまな形態をした Slump structure が観察される．岩質は中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層である．

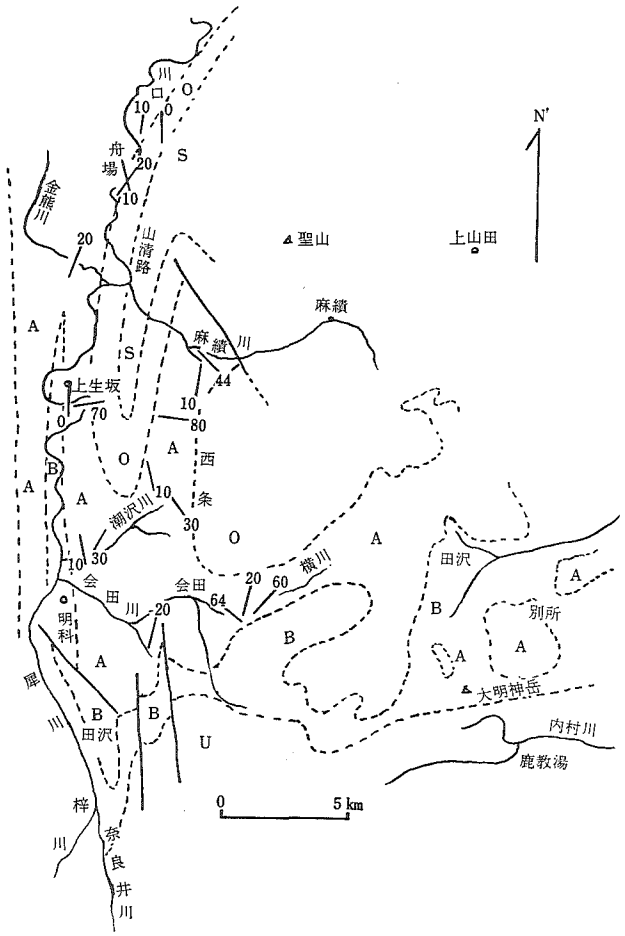
S. 25は生坂村梅月，生坂ダム下犀川右岸にみられる典型的な Slump structure で，第15図に示したものであるが，中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層から形成されている．砂岩層の厚さは数 cmであるが，背斜部では厚く5—6 cmで，両翼へ次第に厚さを減じ，地層中に尖滅している．この Slump structure は砂岩層が未固結の状態の時に褶曲構造ができ，砂の粒子が移動したことを物語っている．一般の走向・傾斜がN12°W，70～80°NE であるのに対し，軸の方向は東西ないしN60°Eの傾向が強い．

第15図　生坂村梅月生坂ダム下の犀川右岸にみられる Slump structure（青木累層下部）(S. 25)

Slump structure の軸の方向を決定するには，シュミット網を用いたステレオ投影を用いた．これは Slump structure の褶曲部において，数個所の走向・傾斜を測定し，生の褶曲軸をだし，これに地層の一般走向・傾斜を測定したものを合わせて，生の褶曲軸を水平状態にしたときの方向に直して求められる．筆者らは，この生の褶曲軸を決定する方法として Slump structure の背斜部又は向斜部において，参加している各単層の軸部にあたる部分を観察して軸面を決定し，これを生の褶曲軸にした．

次に，この生の褶曲軸を水平の状態にしたときの方向に直したものが Slump structure の軸として記載したものである．

Slump structure は可塑性を帯びるまでに固結化した地層が斜面を滑動してくる時の変形構造であることから，この軸に対して加圧方向はほぼ直角の方向であると考えられる．その表現は例えば，軸方向が NS の場合は，加圧方向はEWであり，N10°E の場合には，加圧方向は北



第16図　Slump structre の軸方向
U：内村累層　B：別所累層　A：青木累層　O：小川累層　S：柵累層

を中心としてN80°W↔S80°Eのように表わした.

Slump structure の軸の方向は，第16図に示すように，犀川擾乱帯およびその近くでは，擾乱帯ののびの方向（N—S，NNE—SSW）と極めてよく一致していているが，四賀村，坂北村，本城村などの擾乱帯からはなれた地域では，青木累層下部の Slump structure の軸の方向に共通性がなく，ばらつきがはげしい．加圧方向は北を中心としてN30°E↔S30°W およびN60°W↔S60°Eの範囲に入り，擾乱帯付近とその傾向が異っている．また，青木累層中部および上部で観察される Slump structure についてその加圧方向を測定すると，N40°～50°E↔S40°～50°W，EW～N60°E↔S60°Wとなっている.

北安曇郡小谷地域で観察される Slump structure のうち，もっとも典型的なものは小谷 S. 2で，これは大海川下流の髻削滝直下の東側にある露頭である（第17図）．この露頭は規模も大きく，また形態の上からもこの地域の運動の激しかったことを物語っており，一般的な加圧方向はN30°E↔S30°Wである.

第12表　小谷地域の Slump structure

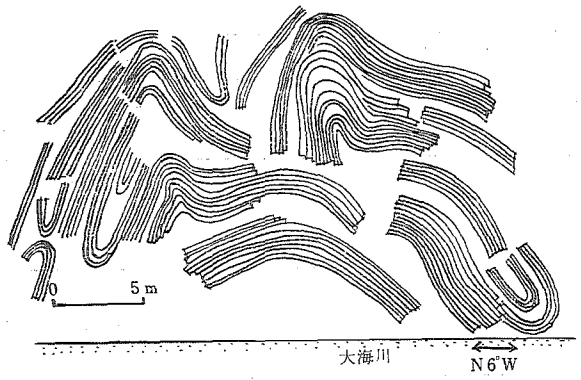
番　号	産　　地	地 層 名	軸の方向	特　　徴
小谷 S. 1	小谷村大海川橋下流 100m	小谷温泉泥岩層		細粒砂岩と砂質泥岩の互層よりなる．一般の走向・傾斜はN66°E，58°NW
小谷 S. 2	小谷村ヒゲソリ滝下	小谷温泉泥岩層	N60°W	細粒砂岩と砂質泥岩の互層よりなり，幅30m，高さ30mにわたり破砕されている大規模なものである．
小谷 S. 3	小谷村ヒゲソリ滝下流50m	小谷温泉泥岩層	EW	細粒砂岩と砂質泥岩の互層よりなり，slump structure の部分は幅 27cm で小規模なものである．
小谷 S. 4	小谷村ヒゲソリ滝下流	小谷温泉泥岩層	EW	細粒砂岩と砂質泥岩の互層．一般の走向・傾斜はN20°E，84°NW．砂岩層中に方解石を含む．
小谷 S. 5	小谷村熱湯下	小谷温泉泥岩層	N30°E	細粒砂岩と砂質泥岩互層からなる．一般の走向・傾斜はN8°E，54°SE．砂質泥岩は層理が不明瞭．
小谷 S. 6	小谷村熱湯下	小谷温泉泥岩層		細粒砂岩と砂質泥岩の互層よりなる．slump structure の一部が断層によって切られている．全体に破砕されている zone である．一般の走向・傾斜はN10°W，70°SW
小谷 S. 7	小谷村熱湯下	小谷温泉泥岩層		全体が砂質泥岩の地層で slump structure は細粒砂岩の彎曲によって確認される．一般の走向・傾斜はN20°W，20°SW
小谷 S. 8	小谷村熱湯沢下方40m	小谷温泉泥岩層	N70°E	細粒ないし中粒砂岩，一部は砂質泥岩よりなり規模は径２mくらいである．底痕の存在は認められない．一般の走向・傾斜NS，30°W
小谷 S. 9	小谷村真木	六合泥岩砂岩層	NS(?)	中粒砂岩優勢の互層にみられる slump structure である．一般走向．傾斜EW，54°S
小谷 S. 10	小谷村真木	六合泥岩砂岩層	N40°E	中粒砂岩と砂岩質泥の互層．全体に破砕されている．一般走向・傾斜はEW，54°S
小谷 S. 11	小谷村真木	六合泥岩砂岩層	N80°E	砂質泥岩優勢の互層よりなる．一般走向・傾斜はN30°E，34°SE

また，中谷川上流の河床には Rubble bedding があり，flowage silt（流動性シルト岩）やそれがボール状に固められた Slump ball が多く観察される（第18図）．

この地域の Slump structure から褶曲軸の方向を測定すると，一般的にはE—Wの傾向が強い．この方向は小谷隆起帯（平林照雄　1967）ののびの方向とよく類以している．

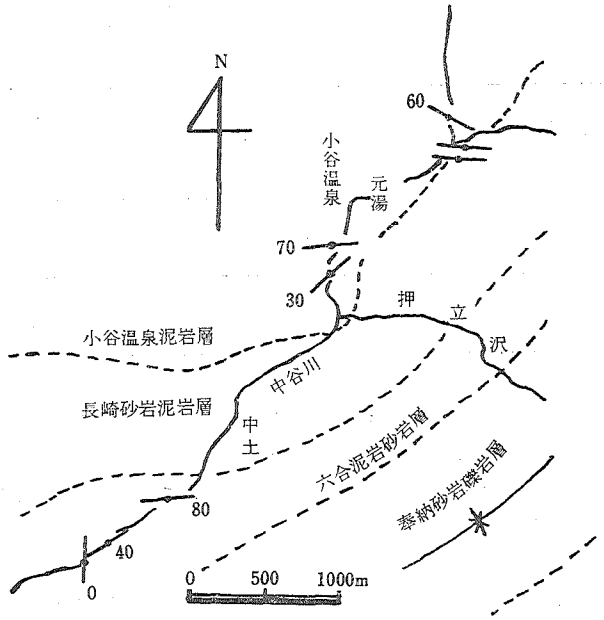
(2)　Rubble bedding（崩壊層）

Rubble bedding（崩壊層）は砂岩泥岩互層のうちある特定の層準に，全く層理が見られず，角礫ないし亜角礫状の礫の多い礫岩様の堆積層に名づけられたもので，礫の多くは砂岩，時に



第17図　小谷村鳶剝滝下の大海川左岸にみられる Slump structure（模式図）

第18図　小谷村小谷温泉下の中谷川上流の河床にみられる
Rubble bedding 中の Slump ball（小谷温泉泥岩層）



第19図　小谷温泉地域にみられる Slump structure の軸方向

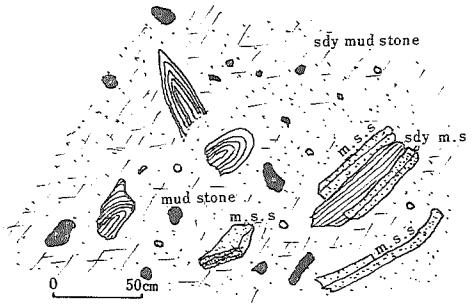
はもとの層理をそのまま示している砂泥互層の巨礫であり，マトリックスは砂まじりのシルトから形成されていることが多い．J.M. DORREEN (1951) は Peru の北西部に分布している第三紀層中に発達する厚い泥質角礫堆積物を発見して Rubble bedding と名づけた．DORREEN は "Rubble deposits は二次堆積のよい例であり，この層の type は漂流性の塊り（外来のブロックの包含），flowage shell（流動性頁岩），走向・傾斜の不一致，化石が存在する場合はほとんどその破片よりなり，また砂岩脈などの発達によって特徴づけられる" と述べている．したがって，その成因は未凝固の状態の互層の一部がすべり出し，崩壊し生じたものと考えることができる．

犀川流域の第三紀層で Rubble bedding の発達しているのは，青木累層の下部から中部に

第13表　Rubble bedding

番号	産　地	地層名	礫　種	特　徴
R.1	豊科町高萩	青木累層中部	中粒砂岩と砂質泥岩の互層よりなる巨礫（径2m）．砂質泥岩・砂岩の細互層の礫	マトリックスは泥まじりの中粒砂岩で，中にチャート（円礫，径1～3cm）の礫を含んでいる．礫の長軸の方向はばらばらである．
R.2	明科町大足会田川右岸	青木累層下部	中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層からなる径85cmの礫．中粒砂岩層の破片，泥岩のpebble，葉理の鮮明な径15cmの泥岩の礫，小規模なスランプ構造を示す泥岩の礫	砂質泥岩の優勢な地層で，マトリックスは暗灰色の砂質泥岩ないし中粒砂岩で，中にチャートの礫を含んでいる．このR．2の東方5～60mに大規模なスランプ構造（S．15，S．16）があり，層準ではR．2がスランプ構造よりも下位に位置している．
R.3	四賀村横川	青木累層下部	中粒砂岩（径20cm）や泥岩の破片，中粒砂岩と砂質泥岩の有律互層でスランプ構造を示す礫．チャートの礫（径0.5～3cm）	N52°E，50°NWの砂質泥岩にうすく中粒砂岩をはさむ層の下位に長さ30m，厚さ1～2mにわたって発達している．四賀村横川から中川日向にかけてはSlump structure や Bent chunks その他の堆積構造が数多く観察されR．3は Slump structure（S．27，S．28）の下位に位置している．
R.4	明科町潮沢池桜，白坂口バス停より100m東方に入った地点	青木累層中部	細粒砂岩のスランプ構造を示す礫（Slump ball）．この礫の長軸の長さは30～70cmである．	全体に破砕された zone であり，マトリックスは砂質泥岩である．礫の長軸の方向はばらばらである．このR．4の上位の層準にはS．39が観察される．
R.5	生坂村上生坂，生坂ダム下の河床	青木累層中部	flowage silt のボール状に固められた Slump ball	地域全体が Slump zone を形成しており走向・傾斜の変動がはげしい．R．5の上位の地層や下位の地層にも随所に Slump structure が観察される．またこの礫の長軸の方向はばらばらである．

かけての地層で，よく観察されるのは豊科町高萩，四賀村横川，明科町大足会田川右岸，明科町潮沢池桜入口，生坂村上生坂生坂ダム下犀川河床などである（第13表）．これらの地点でRubble beddingの発達する層相は泥がちな有律互層で，総体的にはSlump zoneの中に含まれている場合が多い．また，観察された地点は，犀川擾乱帯の内部またはそれに近いところのものが多い．



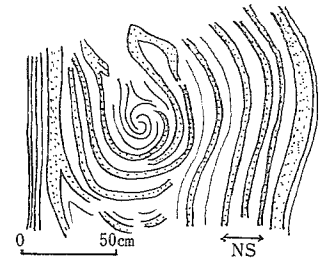
第20図　明科町大足の会田川右岸にみられるRubble bedding（青木累層下部）（R.2）

第20図は典型的なRubble bedding(R.2)で，明科町大足の会田川右岸にみられるものである．この中には，砂質泥岩互層（大きなものは直径85cm）の円礫，中粒砂岩の角礫，泥岩の角礫，葉理の鮮明な砂質泥岩の礫(直径15cm)，葉理の変形が鮮明な砂質泥岩～泥岩の角礫，砂質泥岩と砂岩の細互層からなるスランプ構造を示す巨礫，一部変形したBent chunksなどが包含されており，マトリックスは暗灰色の砂質泥岩および中粒砂岩で，中にチャートの礫（円礫が大部分で直径1～3cm）が含まれている．

Rubble beddingはSlump zoneの内部か，あるいは明科町大足会田川右岸で観察されるように，Slump structureの下位に位置している．側方へ追跡すると，Slump structureに移行し，また，上下の関係では一般にRubble beddingが下位にあり，次第に上位に移るにつれてSlump structureに移行している．この関係は新井重三(1960，1967)が秩父盆地，五日市盆地の第三系で観察した事実とよくにており，このような結果が生ずるのは前にも述べたように，Slump structureやRubble beddingの成因から考えて明らかな事柄である．

(3)　Norimaki structure（のりまき構造）

Slump structureからRubble beddingに移行する過程で，Slump zoneの中に地層の一部がのりまき状に巻きこまれた形態をもつ構造を特にNorimaki structure(のりまき構造)としてSlump structureと区別して考えた．成因的には前に述べたSlump structureと同じである．



第21図　明科町東川手小芹部落にみられるNorimaki structure（青木累層下部）

調査地域においては，明科町東川手小芹（S.23）で観察された(第21図)．ここは青木累層の下部で，岩相はNorimakiの部分は砂岩砂質泥岩互層からなり，構造の規模は幅約1.4mである．この付近の一般の走向・傾斜がNS，垂直であるのに対し，推定加圧方向はN80°W↔S80°Eとほぼ東西に近い方向している．

(4)　Bent chunks（折れ曲り構造）

Slump massの中のDetached layerのslidingはしばしば種々のBent layer structureをつくりだす．成因的にはSlump structureと同一の変形構造で，ステッキのにぎりの部分のように折れ曲がっているものを特にBent chunks

第14表　Bent chunks

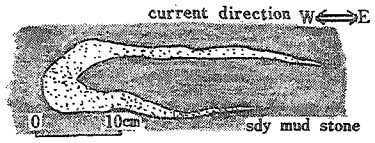
番号	産　地	地層名	特　徴
B.1	生坂村大久保	青木累層下部	Bent chunks は中粒砂岩よりなり，周囲の岩相は砂質泥岩ないし泥岩である．一般走向・傾斜はN25°E，70°NWで走向とほぼ同じ方向に入っている．
B.2	生坂村上生坂生坂ダム下約1kmの犀川河床	青木累層最下部	Bent chunks は中粒砂岩よりなり，周囲の岩相は砂質泥岩である．横幅18cm，長さ30cmの規模をもつ．B．2の近傍には Slump structure（S.7，S.8，S.9）があり，Slump zone の中に存在している．
B.3	生坂村上生坂生坂ダム下犀川河床	青木累層中部	Bent chunks は厚さ2～5cmの植物破片を多く含む中粒砂岩よりなり，規模は全長50～70cmである．Slump structure なども観察され地域全体が Slump zone を形成している．一般走向・傾斜はN14°E，70°SEである．
B.4	四賀村中川横川	青木累層下部	砂質泥岩の中にステッキ状に折れ曲った中粒砂岩の岩片が入っている．厚さは2～3cm であるが，曲った部分がやや厚くなっている．周辺には Slump structure（S.28)や Mud flake, Load casts などが観察される．一般走向・傾斜はN56°E，44°NWであるが，向斜軸面と Bent 層との交線の方向はほぼNSをさしている．
B.5	四賀村五常倉掛沢	青木累層下部	Bent chunks は中粒砂岩と砂質泥岩の細互層よりなり，落差30cmの小断層でちぎれている．一般走向・傾斜はN20°E，26°Eに対して，折れ曲った部分の向斜部の軸方向はN46°Wとなっている．
B.6	坂北村菖蒲沢	青木累層下部	砂質泥岩優勢の地層中に厚いところで25cm，最も薄いところで2cmの，中粒砂岩よりなる比較的規模の大きい（全長1.5m）Bent chunks である．一般走向・傾斜はN22°E，56°NWに対して，折れ曲った部分の向斜部の軸方向はNSである．

（折れ曲り構造）という．Bent chunks は青木累層下部の泥岩ないし砂質泥岩互層中に多く，犀川擾乱帯内部の生坂村生坂ダム下流，四賀村横川，坂北村菖蒲沢などでよく観察される．特に生坂ダム下流の Slump zone の中では，Slump structure から Rubble bedding に移行する途中で，Slump structure の褶曲部の一部が滑動によって同一層準に取りこまれて，Bent chunks となっている状況がよく観察できる．

もっとも典型的な Bent chunks は四賀村横川で観察されるものである．（第22図）．ここでは周囲の岩相は砂質泥岩で，一般的な走向・傾斜はN56°E，44°NWである．Bent chunks は厚さは2～3cm であるが，ステッキ状に曲がった部分では やや厚くなっており Slump mass が滑動によって移動してきたことを物語っている．また，向斜軸面と Bent chunks の交線の方向は，ほぼNSをさしているので，流動方向および力の加わった方向はおよそEWの方向と推定される．

その他の Bent chunks から流動方向および力の加わった方向を推定することは困難であ

る.



第22図　四賀村横川にみられる Bent chunks（青木累層下部）

V　堆積構造発達史

上に記載した堆積構造の発達については，地層の堆積に関係したもの（時代別）については勿論であるが，特に北部フォッサ・マグナ地域では地域に関係したもの，いいかえれば基盤の構造に関係したものを無視することはできない.

1　時代別の構造

a)　内村累層の時代

内村累層の中の堆積構造は，武石峠北方約1kmの鹿教場から美ケ原へ通ずる道路ぞいの露頭で，Sole mark と Load casts の複合した合成痕がみられるだけであるために，この時代の堆積について説明するほどの材料とはなり得ない.

b)　別所累層の時代

別所累層の中には Clastic dike が特徴的にみられる．これは別所累層の上部に限られ，大部分が中粒砂岩から構成されているが，例外的に礫岩から構成されているものも1例だけ見られる.

Clastic dike は別所累層上部から青木累層下部に限られるが，特に犀川擾乱帯付近に集中している傾向がある.

Clastic dike の成因として未凝固ないし半固結の状態のとき，地殻変動や地震などの振動によって生じた割目に砂が流れこむことがあげられているが，別所累層上部から青木累層下部に多いことは，この時代の地殻変動を物語るものと思われる．特に犀川を中心とした地域に多くみられることは，後にも述べるが，犀川擾乱帯の運動が別所累層末期頃からはじまっていた事を示している.

c)　青木累層の時代

青木累層には多くの堆積構造が見られるが，大別して下部に多い構造と全般的に多い構造に分けられる．下部に比較的多い構造は，荷重変形による Load casts, Convolute bedding, 注入による Clastic dike, 水底滑動または土石流による Rubble bedding, Bent chunks, 砂泥懸濁流による Flute casts, Groove casts などで，下部から上部にかけてのものは，海底流による Ripple mark や水底滑動の Slump structure が多い．さらに犀川ぞいの地域では下部から上部にかけて Slump structure や Rubble bedding が多くなる．このような事実は，青木累層の堆積は別所累層の堆積にひきつづいた急激な堆積で，別所累層の泥岩や青木累層下部の砂質泥岩が充分に固結しない上に堆積が行なわれ，そのために荷重による Load casts や Convolute bedding が多くなったものと解することができ，さらに水底滑動や水底土石流による堆積も加わって，多くの堆積構造を生みだしたものと思われる．水底滑動は固結または半固結状態の堆積物が，斜面の傾斜の増大により海底斜面を滑動する場合に，地層同志の速度差による衝突やフォンドフォームに到達した場合の抵抗などによってできた一種の褶曲構造で，Slump structure や Bent chunks が作られ，さらに堆積物の固結度が増すと，水底土石流となって，分断，破壊されて Rubble bedding ないし Rubble conglomerate が形

成される．青木累層の下部から上部にかけてこのような構造が多いことは，中央隆起帯の隆起運動を物語り，犀川流域に集中して多いことは中央隆起帯と関連した犀川擾乱帯の運動を示すものと思われる．

d) 小川累層の時代

小川累層には海底流による Ripple mark 以外にはあまり目立った堆積構造はみられないが，犀川域流では Slump structure が数個所で観察されている．

2 犀川擾乱帯と堆積構造

犀川擾乱帯は犀川団体研究グループ（1966）によって名づけられたもので，これは犀川にそってNNE—SSW方向に地層が著しく擾乱されている地帯に名づけられたものである．この擾乱帯は南は明科町から北は上水内郡中条村にいたる全長約30km，その幅は狭いところで1500m，広くなると2000mにおよぶ地帯である．この地帯の特色としては，

(1) 地層が70°—90°の急傾斜で，一部は逆転している．

(2) 地層の堆積当時の変動によると思われる層内断層や各種の堆積構造がみられる．

(3) 擾乱帯に平行またはやや斜交する多数の断層が発達している．

などがあげられている．

この地帯の堆積構造は水底滑動や土石流および砂泥懸濁流による Slump structre, Rubble bedding, Norimaki structure, Bent chunks, Groove casts, Flute casts などが大半を占めている．このことはその原因として地層の堆積時に隆起にともなう海底斜面の変化などが考えられるが，この地帯は中央隆起帯の西側の縁辺地帯であるから，中央隆起帯の隆起にともない海底斜面の傾斜に変化を生じ，種々の堆積構造が形成されていったものと考えることができよう．

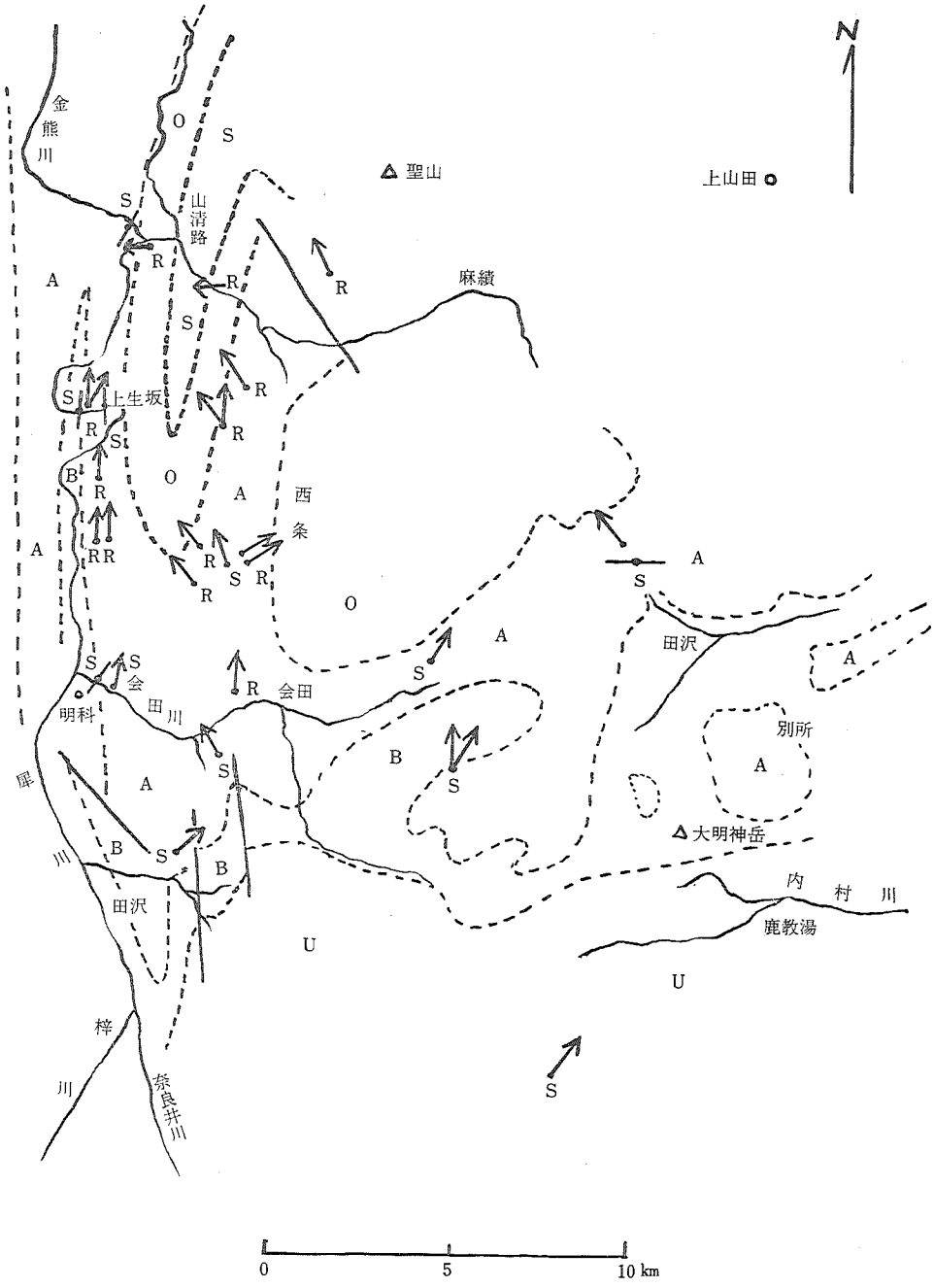
3 小谷地域の堆積構造

小谷地域では北から南へほぼNE—SW方向ののびを示しながら，下位より小谷温泉泥岩層，長崎砂岩泥岩層，六合泥岩砂岩層，奉納砂岩礫岩層が重なっている．この地域の北側には小谷隆起帯（平林照雄　1967）があり，NE—SW方向にのびを示している．この隆起帯は北東方向にのびて，方向を北にかえながら，焼山背斜を中心とした正谷清・市村隆三(1970)の西頸城隆起帯に一致している．堆積構造はこの隆起帯の東南斜面に多く発達している．すなわち，小谷隆起帯または西頸城隆起帯の東南の縁辺部に多くの堆積構造がみられることになり，この関係は中央隆起帯とその西側の縁辺部の犀川擾乱帯との関係によく似ている．平林（1967）は堆積構造の多い地帯を中土破砕帯とよんだが，破砕帯という語は断層運動と関連するので，ここに改めて中土擾乱帯を新しく提唱する．

小谷地域で堆積構造のみられるのは，小谷温泉層，長崎層，六合層で，地層区分には関係なく，どの地層にも水底滑動による Slump structure が観察される．ということは，この地域の第三紀層が堆積する時期に隆起帯が上昇運動を行なっていた一つの証拠と考えることができよう．

4 古流系について

古流系を考察するのに役立つ堆積構造としては，斜交葉理（Cross lamina），流動漣痕（Current ripple mark），覆互状構造（Imbrication），流痕(Flute casts)，三ケ月痕(Crescent casts）などがあげられている．調査地域で，流動漣痕と流痕をもとにして堆積時の流向を調べてみると，第23図のようになる．流痕は懸濁流によってでき，流動漣痕は海底流によって

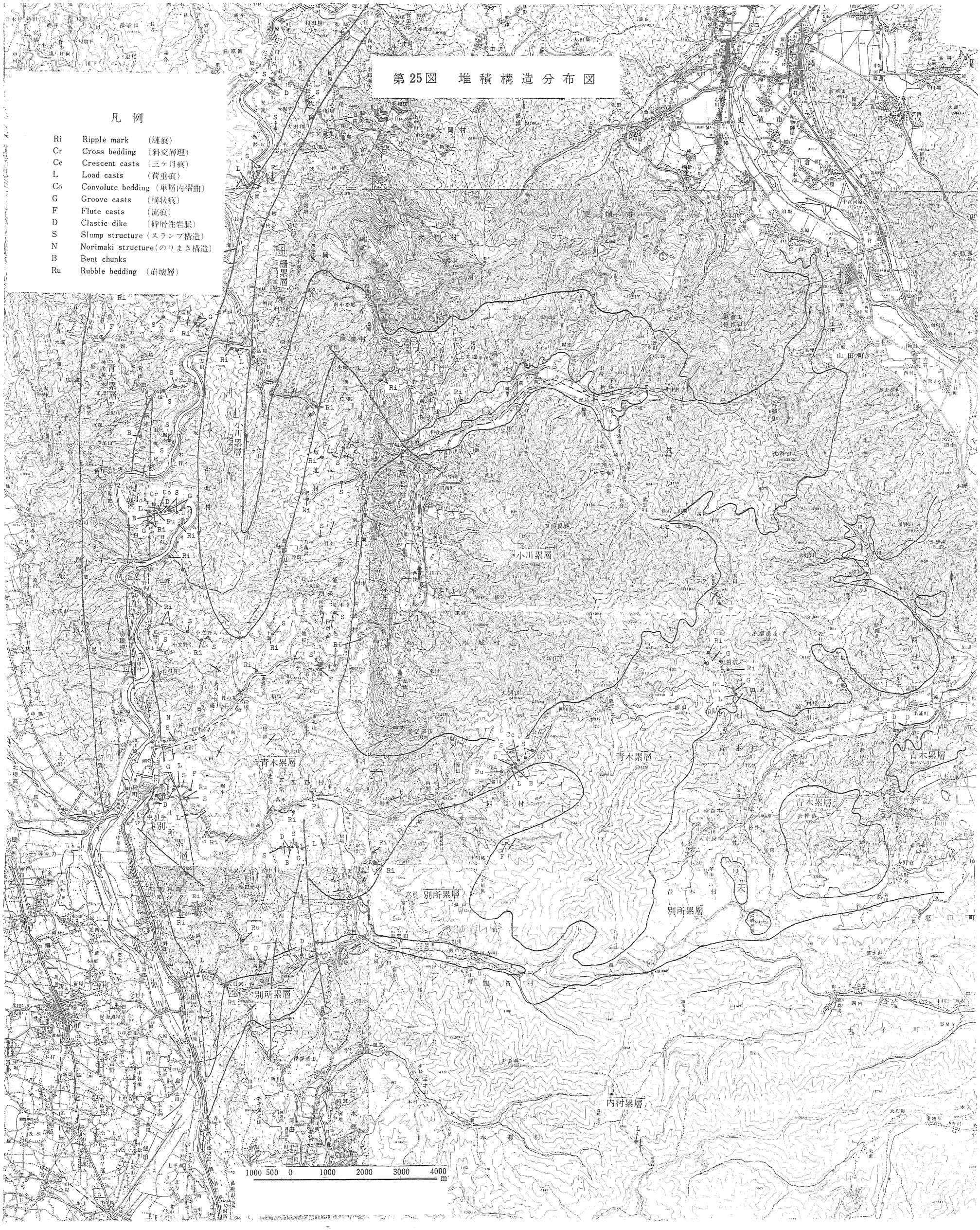


第23図　Ripple mark 及び Sole mark の流れの方向
R……Ripple mark　S……Sole mark　U……内村累層　B……別所累層
A……青木累層　O……小川累層　S……柵累層

第25図　堆積構造分布図

凡　例

Ri	Ripple mark	（漣痕）
Cr	Cross bedding	（斜交層理）
Cc	Crescent casts	（三ケ月痕）
L	Load casts	（荷重痕）
Co	Convolute bedding	（単層内褶曲）
G	Groove casts	（構状痕）
F	Flute casts	（流痕）
D	Clastic dike	（砕層性岩脈）
S	Slump structure	（スランプ構造）
N	Norimaki structure	（のりまき構造）
B	Bent chunks	
Ru	Rubble bedding	（崩壊層）



形成されるために，両者は必ずしも一致するとは限らないが，この地域ではかなり似かよった方向を示している．また，時代別にみると，別所累層・青木累層ではほとんど差が認められず，いずれも南から北への傾向が顕著である．小川累層の場合には流動漣痕による測定が２例だけであるので，これで流向を云云することはできないが，方向は２例とも東から西へという異った方向を示している．

斜交葉理について，まだ充分に調査が進んでいないので，ここに加えることはできないが，将来斜交葉理などの資料も加えると面白い結果になるものと思われる．

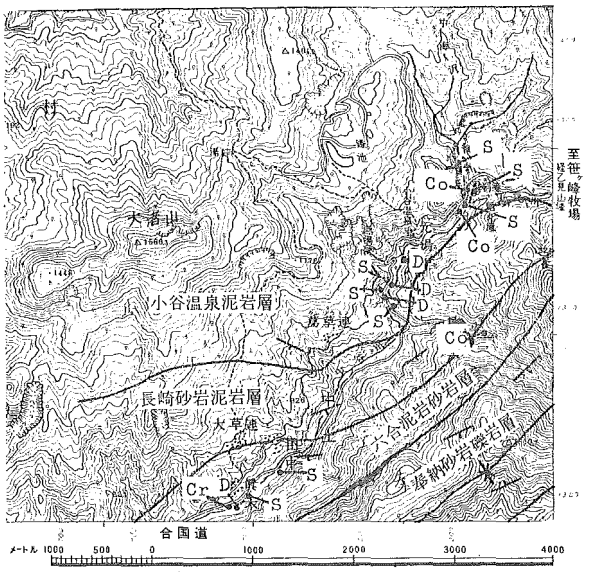
Ⅵ　要　　約

以上を要約してまとめとする．

1　北部フォッサ・マグナの第三系には数多くの堆積構造が認められる．これらはその成因から考えると，a)　重力にともなう荷重変形〔1)　Load casts, 2)　Convolute beddding〕b)　砂泥懸濁流〔1)　Flute casts, 2)　Groove casts〕, c)　海底流〔1)　Ripple mark, 2)　Crescent casts〕d)　注入〔1)　Clastic dike〕e)　水底滑動〔1)　Slump structure 2)Rubble bedding, 3)　Norimaki structure, 4)　Bent chunks〕などに分けられる．これらについて細かく記載した．

2　堆積構造は本質的には造構造運動による地質構造とは区別されているが，本地域では地質構造とかなり密接な関係をもっている．すなわち，中央隆起帯西縁の犀川擾乱帯，小谷隆起帯南縁の中土擾乱帯である．これらの擾乱帯に堆積構造の多いことは，２つの隆起帯が地層の堆積と並行し隆起運動を行なったことを物語っている．

3　小谷隆起帯の南側の堆積構造の多い地帯は平林照雄によって中土破砕帯とよばれていたが，これを中土擾乱帯と改めることを提唱した．



第24図　小谷地域の地質図と堆積構造分布図

参 考 文 献

ARAI. J. and KANNO. S. (1960) : The Tertiary System of the Chichibu basin, Saitama Prefecture, Central, Japan.

新井重三 (1967) : 我国における堆積構造の研究と今後の問題　5学会連合学術大会討論会資料

———— (1967) : 五日市盆地第三紀層中にみられる堆積構造の研究　埼玉大学教育学部紀要 No. 16

DORREEN J. M. (1951) : Rubble Bedding and Graded Bedding in Talara Formation of Northwestern Peru. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol. vol. 35, No. 8.

藤本治義　他5名 (1946) : 長野油田の地質　地質学雑誌　52巻　613—615号

藤本治義・柴田秀賢編 (1966) 地質学ハンドブック　朝倉書店

平林照雄 (1967) : 糸魚川・静岡線北部地域の地質構造　長野県教育センター紀要 No. 1

———— (1969) : 北部フォッサ・マグナ地域の地質構造　長野県教育センター研究年報 No. 3

本間不二男 (1931) : 信濃中部地質誌　古今書院

小林勇・磯見博 (1950) : 長野県長野炭田東筑摩・更科地区調査報告　地質調査所報告 No. 135

森下晶　他 (1957) : 長野県聖山南麓の地質——いわゆる東筑タイプ小川層の層序——　地質学雑誌　63巻738号

長浜春夫・佐藤茂 (1964) : 佐世保炭田の淡水成層大屋層中に見出された flute casts および groove casts 地質学雑誌　70巻　829号

PETTIJOHN, F. (1957) : Sedimentary rocks Harper and Brothers, New York.

犀川団体研究グループ (1961) : 犀川流域の地質　その1　槇山次郎教授記念論文集

———— (1965) : 七二会村・信更村・篠ノ井市付近の地質（犀川流域の地質　その3）　地質学雑誌 71巻　835号

———— (1966) : 犀川流域の地質構造　東北日本のグリーンタフ変動，地団研専報　No. 12.

SAITO. Y. (1961) : Geology of the Northern part of the Fossa Magna.(part 1) 信州大学教育学部紀要 No. 11.

———— (1962) : Geology of the Northern part of the Fossa Magna (part 2) 信州大学教育学部研究論集 No. 13

———— (1962) : Geology of the Northern part of the Fossa Magna (part 3) 信州大学教育学部紀要 No. 13

———— (1963) : Geology of the Northern part of the Fossa Magna (part 4) 信州大学教育学部研究論集 No. 14.

———— (1962) : An Interesting Sole Marking Observed on Overturned Sandstone layers of the Aoki Formation (Neogene) in Ikusaka-mura, Higashi-chikuma-gun, Nagano Prefecture, Japan. 信州大学教育学部紀要 No. 12.

———— (1963) : Note on a Clastic Dike from near Kodo, Kawanishi-mura, Chiisagata-Gun, Nagano Prefecture, Japan. 信州大学教育学部紀要 No. 13

———— (1965) : A Sedimentary structure in the Aihama Formation East of Aihama, Saku City, Nagano Prefecture, Central Japan. 信州大学教育学部紀要 No. 15

庄司力偉 (1971) : 堆積学　朝倉書店

田中邦雄 (1951) : 松本市付近の第三紀層について　信州大学教育学部研究論集 No. 1

———— (1953) : 長野県中部の第三紀層の諸問題　信州大学教育学部研究論集 No. 3

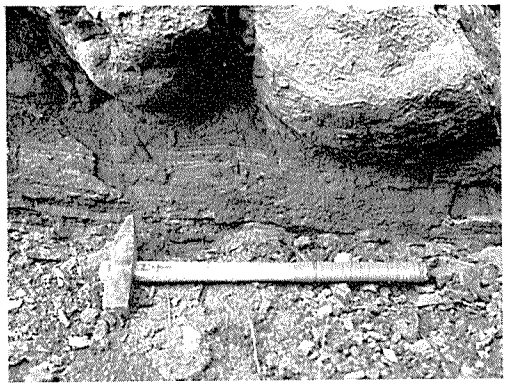
———— (1958) : 長野県中部会田川上流の地質　藤本治義教授還暦記念論文集

————, 平林照雄 (1964)：犀川流域の地質　その２　信州大学教育学部研究論集 No. 15
————, ————, 小谷団体研究グループ (1971)：糸魚川—静岡線北部地域の地質構造　信州大学教養部紀要 No. 5
————, 関全寿 (1966)：松本市北方の第三紀層　信州大学教育学部研究論集 No. 18
————, 寺平宏, 斉藤保人 (1968)：長野県中部の第三紀層における化石漣痕についての２, ３の考察　信州大学教養部紀要 No. 2
内村団体研究グループ (1953)：フォッサ・マグナ内村地域の団体研究　地球科学 No. 14

第 I 図版

1. Load casts (So. 15) 四賀村五常倉掛
2. Convolute bedding (小谷 Co. 1) 小谷村中土鬊剃滝
3. Load casts after Flute casts (So. 22) 武石村武石峠
4. Flute casts (So. 21) 明科町矢越
5. Flute casts (So. 19) 四賀村中川大沢
6. Groove casts (So. 12) 生坂村裏日岐

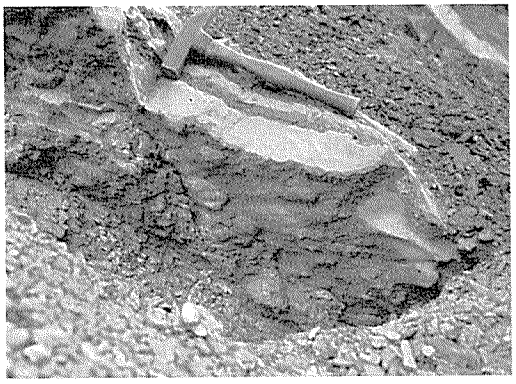
1



2

3

4



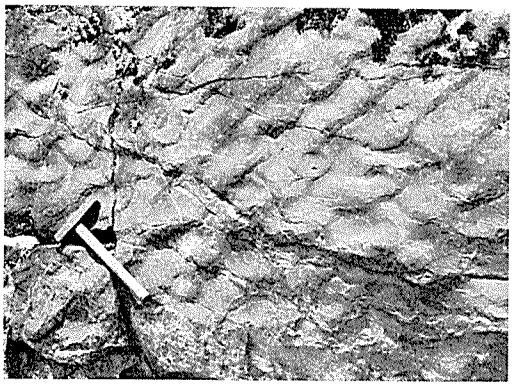
5

6

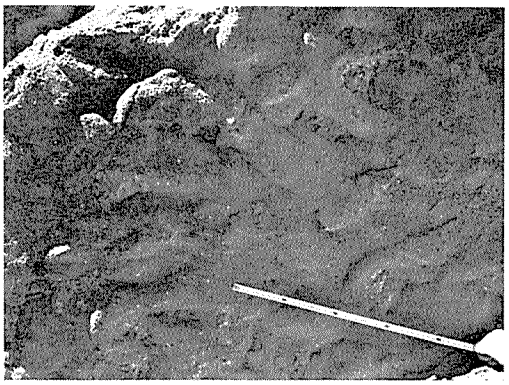
第Ⅱ図版

1. Ripple mark (Rm. 5) 生坂村上生坂
2. Crescent casts (So. 18) 四賀村横川
3. Clastic dike (D. 38) 生坂村上生坂
4. Clastic dike (D. 8) 明科町潮
5. Clastic dike (D. 36) 生坂村上生坂
6. Slump structure (S. 1) 生坂村宇留賀

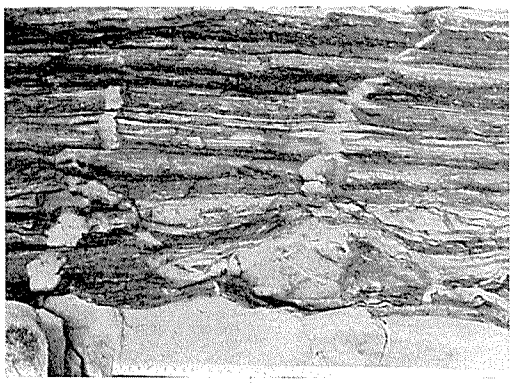
1



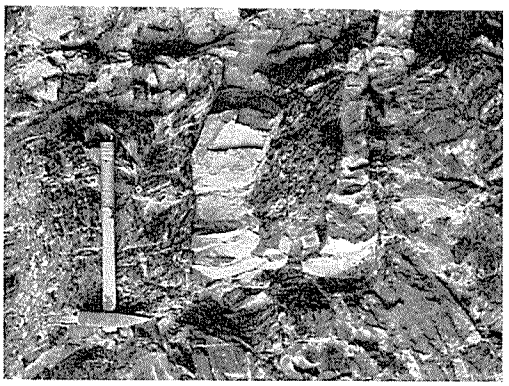
2



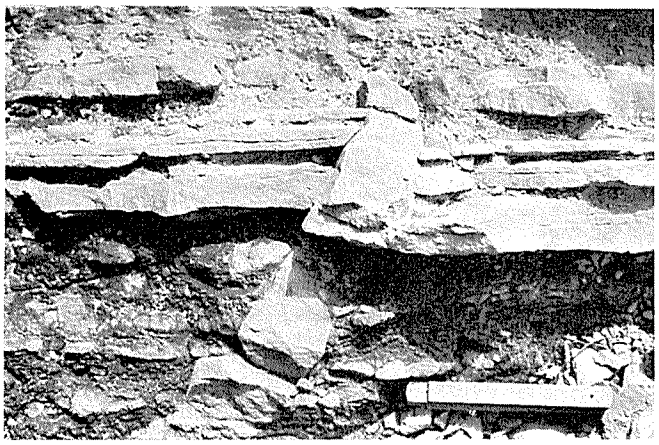
3



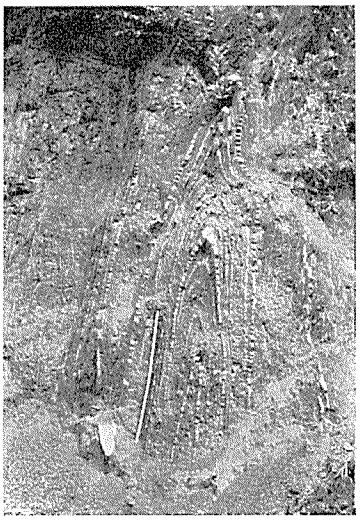
4



5



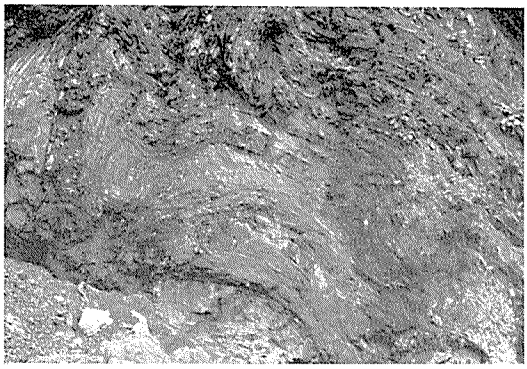
6



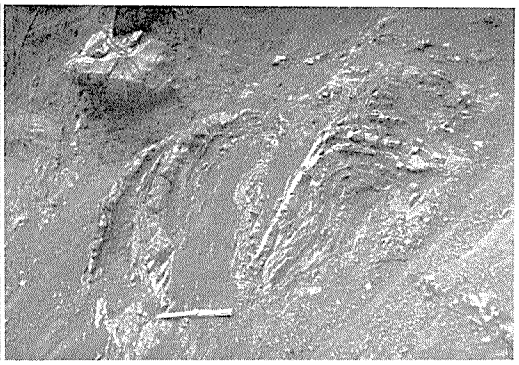
第Ⅲ図版

1. Slump structure (小谷 S. 2) 小谷村中土
2. Slump structure (S. 15) 明科町大足会田川右岸
3. Slump ball (S. 41) 生坂村上生坂
4. Rubble bedding (R. 2) 明科町大足
5. Norimaki structure (S. 23) 明科町東川手
6. Bent chunks (B. 4) 四賀村横川

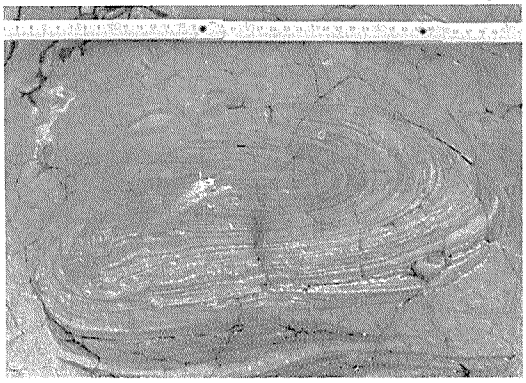
1



2



3



4

5

6

Summary

Studies on the Sedimentary Structures Observed in the Tertiary Formation of the Nothern Fossa Magna

Kunio TANAKA, Hiroshi TERADAIRA, Tadayoshi ENDO, Tomohiro HIRAIDE, Fukashi KUMAI

1. In the Tertiary Formation of the Northern Fossa Magna many Sedimentary structures are observed. Judging from the origins, they are divided into following; 1. the gravitational loading (Load casts, Convolute bedding), 2. the turvidity currents (Flute casts, Groove casts), 3. the bottom currents (Ripple mark, Crescent casts), 4. the injection (Clastic dike), 5. the subaqueous slide (Slump structure, Rubble bedding, Norimaki structure, Bent chunks). We investigated them in detail.
2. The Sedimentary structures are essentially different from the Geological structures by the tectonic movement, but in this area they are closely connected with the Geological structures, for instance, Saigawa Fractured Zone runs along the west side of the Central Uplift Zone and Nakatsuchi Fractured Zone along the south side of Otari Uplift Zone. The sedimentary structures of these Fractured Zones told that two Uplift Zone made the uplift movement with the deposite of sedimentary rocks.
3. That area rich in sedimentary structures along the south side of Otari Uplift Zone was called by Teruo HIRABAYASHI Nakatsuchi Crushered Zone, but we adovocate to name it Nakatsuchi Fractured Zone.