Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C, 16 (2), pp. 55–78, June 22, 1990

下北半島東部の新第三系–第四系の層序と珪藻化石

芳賀正和[1]・山口寿之[1]

[1]千葉大学理学部地学教室

Stratigraphy and Fossil Diatoms of the Neogene to Quaternary Formations in the Eastern Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture

By

Masakazu HAGA and Toshiyuki YAMAGUCHI

Abstract The Neogene to Quaternary formations distributed in the eastern Shimokita Peninsula are divided into the Early Miocene Sarugamori and Tomari Formations, the early Middle to early Late Miocene Gamanosawa Formation, the Late Pliocene Sunagomata Formation, the Middle Pleistocene Hamada Formation and the post-middle Pleistocene Tanabu Formation in ascending order. The Gamanosawa Formation is subdivided into the Basal, the Lower, the Middle, the Upper and the Uppermost Members based on the lithostratigraphy. The Lower Member belongs to the *Denticulopsis lauta* Zone to the *D. hyalina* Zone, the Middle Member belongs to the upper *D. hyalina* Zone to the *D. praedimorpha* Zone, the Upper Member belongs to the *D. praedimorpha* Zone, the Uppermost Member belongs to the *D. praedimorpha* Zone to the *Thalassiosira yabei* Zone. Species composition of the fossil diatoms changed in the middle Gamanosawa Formation. This floral change is inferred to correspond to the cooling of the global climatic change.

序

下北半島東部の下北郡東通村を中心とした地域には新第三系が広く分布している．この新第三系の層序については，半沢 (1954)，桑野 (1958)，岩井ほか (1959)，今井 (1961)，北村・藤井 (1962)，山口 (1970)，多田ほか (1988) などの研究があるが，その層序や構造の解釈については研究者の間で見解が異なっていた．山口 (1970) に示されたように，見解の相違は中新世の火山噴出岩などからなる泊層およびそれに指交関係にある内湾—浅海性の堆積物からなる猿ヶ森層と珪質堆積物からなる蒲野沢層との層位関係，および東通村砂子又を模式地とする砂子又層の層位学的位置に関するものである．

泊層・猿ヶ森層と蒲野沢層との層位関係については，1960 年代以前の研究では蒲野沢層が下位で，泊層・猿ヶ森層がそれに重なるという見解であった．これに対して反対の見解が山口 (1970) によって指摘され，それはその後青森県 (1971) および北村ほか (1972) を除き，北村 (編) (1986)，金沢・山口 (1988)，多田ほか (1988) と追認されてきた．

また蒲野沢層の地質年代は岩相の類似から漠然と女川層に対比されるという意見（例えば北村・藤

[1] Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Chiba University

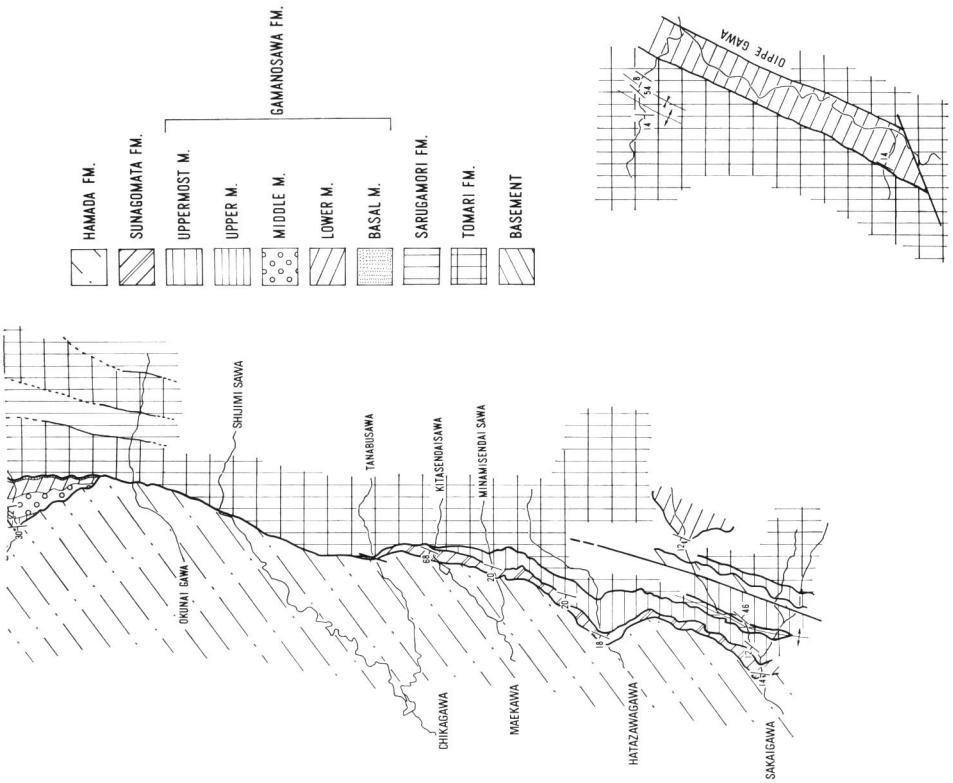
第 1 図. 地質図（田名部層，段丘堆積物を除く）.

井，1962）があった．しかし山口・小泉・伊藤による古生物学会 1985 年年会（於東京大学）における珪藻化石による地質年代に関する講演以後，小泉（1986），丸山（1988），多田ほか（1988）に指摘されたように地質年代が明らかになりつつある．

筆者の一人芳賀は千葉大学理学部卒業課題研究および同大学院理学研究科修士課程課題研究としてこの地域の新第三系層序の再検討を岩相層序と珪藻化石層序とから行ってきた．本報告では主に蒲野沢層と砂子又層の層序を記載し，岩相層序と珪藻化石層序との対応関係を明かにし，各層の地質時代と古環境変遷について述べる．

調 査 地 域

前述の問題点を解明するために蒲野沢層の主な分布域である青平川，田名部川，目名川，今泉川，野牛川流域周辺（北部地域）からさらに南方の陸奥湾側の奥内川から境川に至る地域（南部地域）およ



び太平洋側の老部川流域を調査した.

地 質 の 記 載

下北半島東部の調査地域内には下位から新第三系の基盤をなす尻屋層群，猿ヶ森層・泊層，蒲野沢層，砂子又層，浜田層，田名部層および段丘堆積物が分布する（第1図).

本報告では，基盤岩，田名部層，および段丘堆積物については研究の目的から外れるので，その記述は省略する.

1.　猿ヶ森層

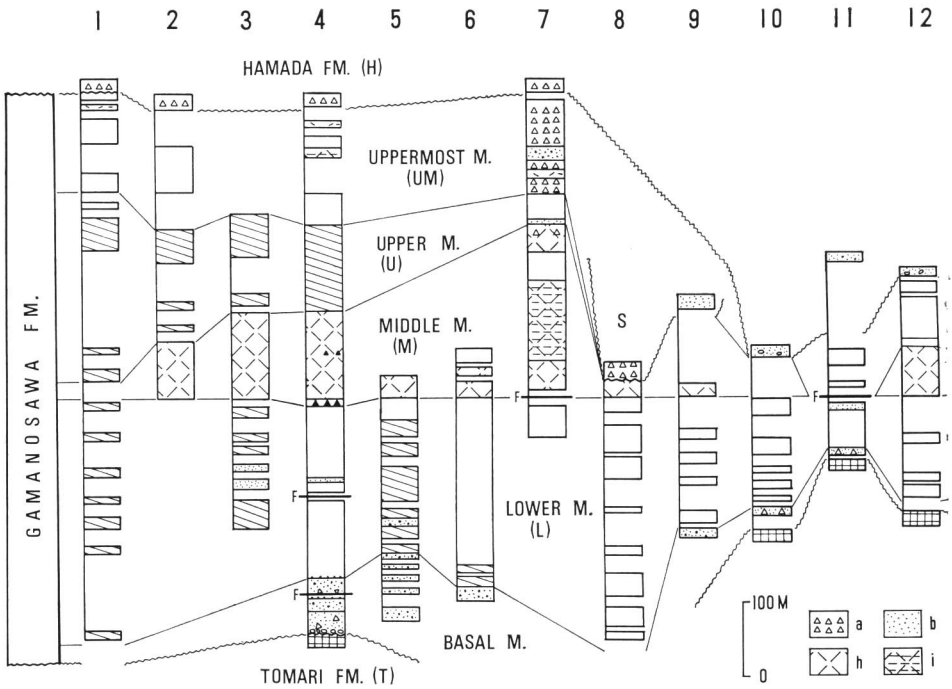
北村・藤井（1962）の猿ヶ森層にほぼ相当する.

模式地：東通村猿ヶ森の旧下北炭鉱付近.

分布：主に調査地域北部の東縁以東すなわち泊層分布域の北側に分布する.

層位関係：基盤岩を傾斜不整合に覆う（今井，1961; 山口，1970; 対馬・滝沢，1977). 泊層とは指交関係にあり，蒲野沢層に傾斜不整合で覆われる.

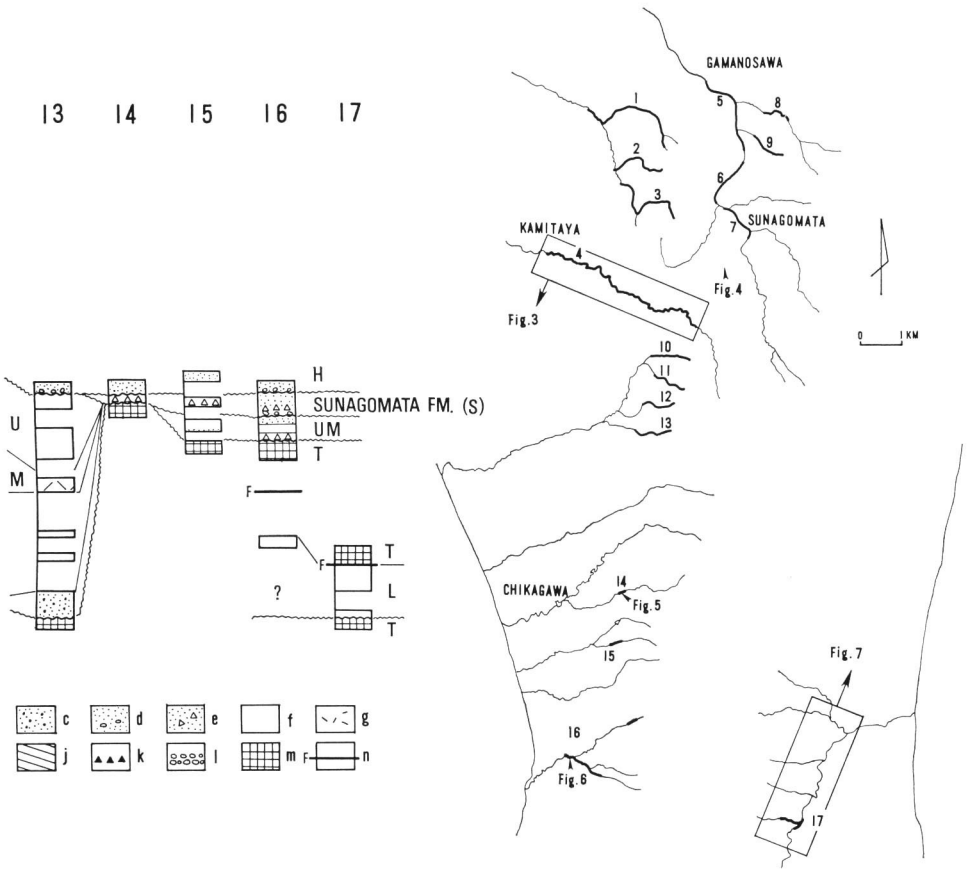
岩相：主に青灰色から淡青色の淘汰の悪い中粒から細粒の凝灰質砂岩の数 cm～1 m 単位の互層か



第2図．蒲野沢層の柱状図．左図の数字は右図のそれに対応する．a：軽石質凝灰岩，b：細粒～中粒砂岩，c：細礫質粗粒砂岩，d：中礫～大礫を含む粗粒砂岩，e：軽石質粗粒砂岩，f：シルト岩，g：凝灰質シルト岩，h：ガラス質細粒凝灰岩・凝灰質砂岩，i：細粒凝灰岩・砂岩互層，j：珪質頁岩，k：軽石質凝灰岩ブロック（スランプ礫岩），l：礫岩，m：安山岩・安山岩質角礫凝灰岩，n：断層．他に第3図，第7図の範囲と第4図，第5図，第6図の位置を示す．

らなり，チャートや粘板岩などの基盤岩に由来する礫層を挟在する．全体的に乱堆積，スランプ性の褶曲がしばしば見られる．細粒～中粒砂岩は安山岩，チャートなどの細礫を含むことがあり，また炭質物片をしばしば含み，炭化物の密集した葉理が見られることがある．炭化した材及び珪化木を含むこともある．シルト質砂岩の部分は風化すると灰褐色を呈する．本層は南方（例えば奥内川上流域）では，安山岩礫を多量に含む非常に凝灰質な砂岩，凝灰質礫岩となり，泊層に側方変化すると思われる．珪藻や石灰質ナノ化石は産出しなかったが，貝や有孔虫の化石を産するところもある．本層から産する植物化石は台島型植物群に属するものと考えられている（亘理，1957；山口，1970；鈴木・平屋，1989）．本層の層厚は 500 m 以上あると思われる（山口，1970；多田ほか，1988）．

山口（1970）は調査地域南部太平洋側の老部川流域に見かけ上泊層に指交関係にある主に泥岩から



なる地層を猿ケ森層とみなした．しかし，これは明らかに泊層に不整合に重なり，猿ケ森層ではない．また，産出珪藻化石から蒲野沢層に対比されることもそれを裏付けている．

2.　泊　層

北村・藤井（1962）の泊安山岩質集塊岩にほぼ相当する．

模式地：上北郡六ケ所村泊．

分布：蒲野沢層の主な分布域の南東部から南方へ広く分布している．

層位関係：猿ケ森層とは指交関係にあり，蒲野沢層に傾斜不整合に覆われる．

岩相：おもに紫蘇輝石，普通輝石安山岩（山口，1970）あるいは両輝石安山岩質溶岩と自破砕溶岩（多田ほか，1988），そして火山角礫岩からなり，ところにより礫質凝灰質砂岩，軽石質砂岩，赤色泥岩を挟在する．これは滝本（1986）の金津山層に相当すると思われる．本層の層厚は 2000 m 以上と見積られた（山口，1970）が，その詳細は構造がはっきりしないので確かではない．

3.　蒲野沢層（再定義）

模式地：上田屋よりも上流の青平川中流域．従来の本層の模式地は下北郡東通村蒲野沢～鹿橋間道路脇の崖であった．しかしそこでは蒲野沢層の一部の限られた層準および岩相しか露出していない，

また珪質頁岩化しているために微化石の産出を見ない．そこで，多田ほか (1988) が模式地の変更の必要性を指摘したように，蒲野沢層が基底部から最上部までほぼ全層準露出する青平川流域に模式地を変更した．またこの青平川流域は蒲野沢層の珪藻化石層序の標準地域にもなる．

分布：東通村の野牛川，田名部川，目名川，青平川流域周辺を分布の中心とし，それより南方へは途中露出の欠如はあるものの，境川流域まで細長く連続する．また，太平洋側の老部川流域にも分布する (第 1 図)．

層位関係：猿ヶ森層および泊層を傾斜不整合に覆い，砂子又層および浜田層に傾斜不整合に覆われる．

岩相：おもに珪藻質シルト岩，ガラス質細粒凝灰岩，凝灰質砂岩，硬質頁岩，珪質頁岩などからなる．本層は以下に詳しい記述をするように岩相により下位より基底部層，下部層，中部層，上部層，最上部層の 5 つに細分される (第 1 図，第 2 図，第 3 図)．層厚は北部地域で約 700 m，今泉川流域で約 300 m，老部川流域で 65 m 以上である．化石は珪藻，放散虫，有孔虫などの微化石，海綿骨針，*Sagarites chitanii*，生痕などが見られる．

(1) 青平川流域における蒲野沢層の岩相層序

まず青平川流域を標準地域として岩相によってその層序を確立し，合わせて珪藻化石層序との対応を明らかにした (第 2 図)．それを基礎に青平川流域以外の地域との対比を試みた．そこで青平川流域における岩相層序について記載し，次にそれ以外の地域の蒲野沢層の層序を記載する．

a. 蒲野沢層基底部層

青平川上流では泊層の安山岩質角礫岩の上位に厚さ約 2 m の基底礫岩を伴って傾斜不整合に蒲野沢層が覆っている．基底礫岩の礫は最大径 80 cm で大礫を主とし，ほとんど安山岩礫である．その上位には厚さ 30～40 cm 程度の黄白色細粒凝灰岩を挟んで軽石質細礫岩および極粗粒砂岩が重なる．軽石粒は数 cm 大でよく円磨されていて，ところにより密集している．層厚は約 50 m である．この基底部層からは珪藻化石を産出しなかった．

b. 蒲野沢層下部層

下部層はやや緑色を帯びた灰色～青灰色の塊状珪藻質砂質シルト岩を主体とし，まれに白色の細粒ガラス質凝灰岩や細粒～中粒の凝灰質砂岩の薄層を挟む．また，基底に粘板岩，チャートなどの基盤岩由来の細礫～中礫からなる厚さ 15～20 cm の礫岩層がある．基底部層の砂岩層と境界付近のシルト岩はかなり砂質で海緑石を含み，中部層との境界付近のシルト岩も海緑石を含む．下部層の塊状珪藻質砂質シルト岩の上位に厚さ 1.5 m の粗粒軽石層が軽微な侵食面を持って重なる．その上位には厚さ約 5 m の塊状の砂質シルト岩，シルト質細粒砂岩が重なり，さらに軽微な侵食面を持って軽石質凝灰岩の乱堆積層が重なる．この乱堆積層の下限の侵食面を本層下部層と中部層との境界とする．層厚は約 130 m ある．

c. 蒲野沢層中部層

中部層は軽微な侵食面を持って下部層の上に重なる．その基底は乱堆積を示す厚さ約 2 m の軽石質凝灰岩からなる．その上には厚さ約 140 cm の海綿骨針を豊富に含む青緑色砂質シルト岩が重なる．そして，厚さ 1 cm 程度の灰色極細粒砂薄層を挟んで青灰色のシルト岩，シルト質細粒砂岩，シルト岩が交互に重なる．その上にはスランプに伴って生じたと思われる軽石礫岩層が重なる．これは径数 cm を主とする黄白色粗粒軽石の礫と青緑色および茶褐色の粗粒～中粒砂混じりのシルト岩～細粒砂岩によって構成され，層厚約 6 m である．スランプ礫岩層は 1 層準だけではなく，これらを含む地層はスランプ性の褶曲を繰り返し，青平川に沿って何度も繰り返して露出し，西方にやや厚くなる．また，

青平川における中部層分布域の西端では，スランプ礫岩層を含む地層は硬質化し，ところによっては著しく乱されている．このスランプ礫岩層を含む地層の上にはガラス質細粒凝灰岩および凝灰質細粒砂岩～シルト岩，あるいはガラス質中粒砂岩と細粒砂岩，シルト岩の互層などが重なる．互層は数 cm～50 cm くらいの厚さで規則的に繰り返し，平行葉理あるいはコンボリュート葉理が全体にわたってみられる．また，径 20～60 cm のコンクリーションが並ぶ層準や白色粗粒の軽石凝灰岩の巨礫を含む層準がある．中部層は上方に行くにつれてガラス質細粒～中粒砂岩と青緑～青黒色砂質シルト岩との互層に移化し，上部層の珪質頁岩に漸移する．中部層の層厚は約 110 m である．

d．蒲野沢層上部層

上部層は中部層より整合漸移する．ガラス質凝灰岩や凝灰質砂岩が際だって減少し，珪質頁岩あるいは珪藻質シルト岩に移化する層準より上位を上部層とする．上部層は赤みを帯びた暗灰色板状珪質頁岩を主とし，ところによっては黄色粉をふいている．凝灰質細粒砂岩，細粒凝灰岩の薄層を僅かに挟んでいる．珪質頁岩は厚さ 5～30 cm 単位で層状に割れる．

e．蒲野沢層最上部層

青平川では上部層の上に数 m の露出のない部分を挟んで軟質なやや緑色を帯びた灰色珪藻質シルト岩が重なる．これは暗青色～青白色の凝灰質砂岩の薄層を 3 枚と厚さ約 120 cm の上方細粒化するガラス質凝灰岩および厚さ数 cm～10 cm の白色細粒凝灰岩を挟む．その上位には厚さ数 cm～40 cm の灰色珪藻質シルト岩と厚さ 30～70 cm の細粒～中粒ガラス質凝灰質砂岩の互層が重なり，さらにやや緑色を帯びた灰色珪藻質シルト岩が重なる．これは厚さ 30 cm のガラス質凝灰岩および 12 cm の凝灰質砂岩を挟む．最上位は凝灰質になり生痕化石が見られ，また生物擾乱が著しい．その上位には浜田層の灰白色極粗粒の軽石凝灰岩が薄い基底礫岩をともなって傾斜不整合の関係で重なる．

(2)　青平川流域以外の蒲野沢層

a．蒲野沢層基底部層

田名部川流域の桑原付近における蒲野沢層は，下位の猿ケ森層・泊層との境界部は見えないが，背斜軸部に相当し，また岩相的にも基底部層が露出しているものと考えられる．その基底部層は凝灰質砂質シルト岩の同時礫や炭質物に富む中粒～細粒砂岩の礫およびブロックを含む中粒～粗粒砂岩を主体とする．炭化した材化石の礫をしばしば含み，中礫～大礫からなる安山岩質礫岩層を挟む．これらの炭質物を含むシルト岩や砂岩の礫は猿ケ森層に由来するものと思われる．

土筆森東方の丘陵地域の背斜軸周辺からその東方にかけての地域には基底部層の砂岩が分布する．蒲谷地沢沿いでは，基底礫岩を伴う凝灰質および軽石質粗粒砂岩を主体とする基底部層が露出する．

今泉川流域では，泊層の火山角礫岩の上に侵食面をもつが，基底礫を伴わないで火山砕屑物質からなる粗粒砂岩が重なるところがある．この地域の蒲野沢層基底部層は青平川と類似して主に軽石質粗粒砂岩や白色細粒～粗粒凝灰岩からなる．

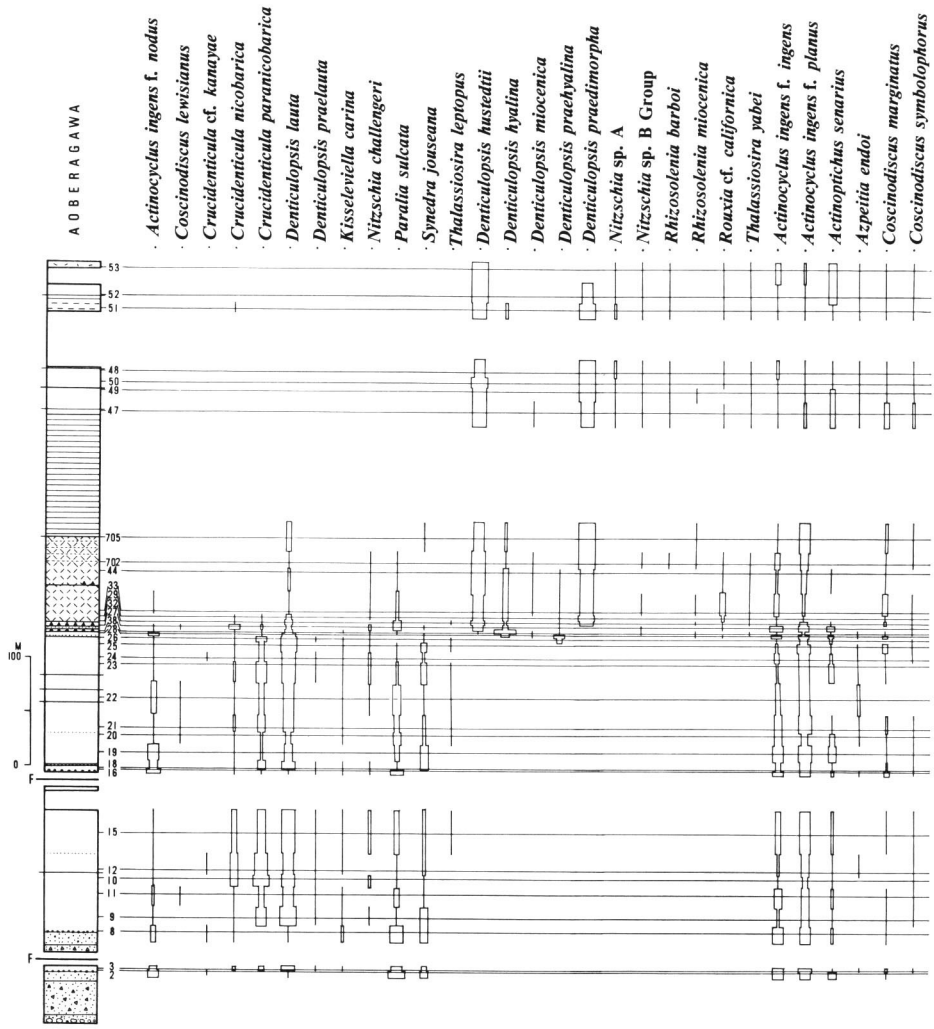
層厚は田名部川では 25 m 以上，今泉川では約 20 m である．

これらの地域の基底部層からはこれまでに化石は産出していない．

b．蒲野沢層下部層

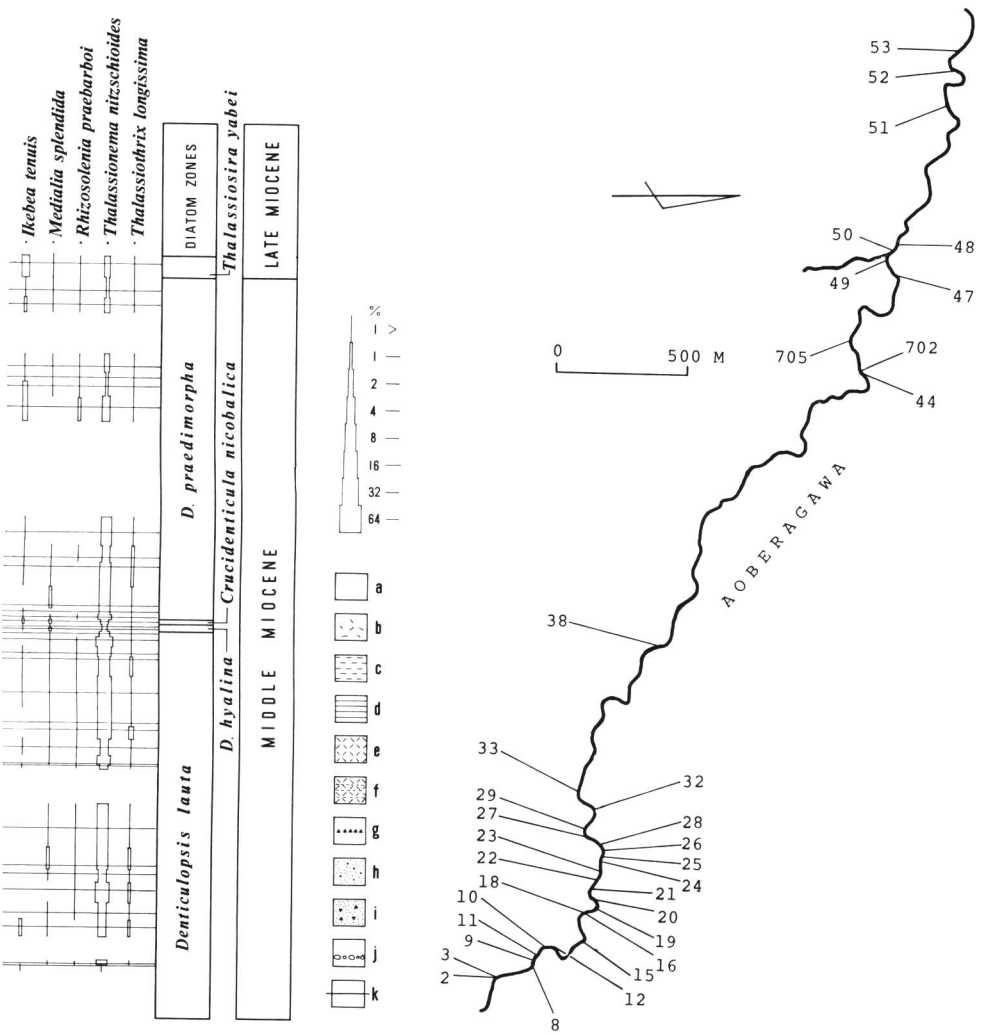
下部層は北部地域に広く分布し，境川，老部川流域にも分布する．主に灰色塊状珪藻質シルト岩からなり，続成作用によって珪質頁岩，硬質泥岩に変質しているところもある．これらの珪質・硬質岩は必ずしも同一層準を示さない．

田名部川流域での下部層は岩相によって上下二分される．そのうち下位のものは硬質な灰色珪質シルト岩を主とし，青緑灰色の細粒～中粒砂岩を挟む．層厚は約 40 m ある．上位は青灰色～灰色の非常



第3図. 青平川流域における蒲野沢層の珪藻化石試料採集位置，岩相層序，主要珪藻化石の層位分布，珪藻化石帯区分，および年代区分. a: シルト岩，b: 凝灰質シルト岩，c: シルト岩・凝灰質砂岩互層，d: 珪質頁岩，e: ガラス質細粒凝灰岩，f: 細粒凝灰岩・砂岩互層，g: 軽石質凝灰岩ブロック（スランプ礫岩），h: 礫質砂岩，i: 軽石質砂岩，j: 礫岩，k: 凝灰岩薄層.

に珪藻質なシルト岩であり，風化すると黄色粉をふく．細粒～中粒のガラス質凝灰岩の薄層や厚さ5～30 cm の砂岩層をよく挟む．上位の下部にはチャート層を 1 枚挟み，上部には厚さ約 140 cm の礫岩層を挟在する．この礫は粘板岩，千枚岩，チャートなどの基盤岩に由来する径約 10 cm の亜角礫を主体とする．上位のシルト岩は最上部で厚さ 5～15 cm のガラス質凝灰岩の薄層を頻繁に挟むようになり，灰白色～黄白色あるいは青白色のガラス質細粒～中粒凝灰岩層に移化する．



北部地域の中央部，背斜軸周辺には下部層の上位の部分が広く分布している．ここではほとんどすべて珪質頁岩，硬質泥岩化している．上部に白色細粒凝灰岩や細粒砂岩の薄層を挟在する．

今泉川流域での下部層は主に緑灰色の塊状砂質シルト岩で，その最下部は青平川と同様に海緑石を多く含んでいる．また，基盤岩に由来する粘板岩などの細礫～中礫からなる厚さ 15 cm 程の礫岩層を挟在する．

南部地域の境川上流にも蒲野沢層下部層が露出する．岩相は青灰色砂質シルト岩で粘板岩細礫や炭化物の小片を含むことがある．この上位には角礫凝灰岩が重なる．層厚は 10 m 以上ある．

老部川およびその支流域では，泊層の安山岩質角礫岩層の上に厚さ 20～30 cm 程度の基底礫岩層を伴ってやや緑色を帯びた灰色砂質珪藻質シルト岩がアバットしているのが観察できる．これはガラス質細粒凝灰岩や細粒砂岩の薄層を 5 枚挟んでいる．化石はほぼ全層準にわたって珪藻，石灰質ナノ，

有孔虫，放散虫などの微化石に富み，また最上部付近には *Sagarites* や貝化石が多数含まれている．北村・藤井（1962）はこの地層を蒲野沢層上部と考え，山口（1970）は猿ケ森層と考えていた．しかし，前述の泊層との層位関係，北部地域の蒲野沢層下部層に岩相的に類似することおよび珪藻化石群集（後述）からこの地層は蒲野沢層下部層であることが明らかになった．この地域の蒲野沢層の上限は断層で切られて泊層の火山岩質角礫岩と接していると考えられる．

下部層の層厚は田名部川で約 250 m，今泉川で約 150 m，老部川地域では 65 m 以上である．

c. 蒲野沢層中部層

中部層は青平川流域の他に，田名部川流域，横流峠西方の地域，蒲野沢北方および東方，今泉川上流などによく露出する．北村・藤井（1962）によれば，中部層が老部川支流にも分布することになっているが，これは泊層中の凝灰岩である．

田名部川流域では下部層の上にセット厚 60～170 cm のタービダイト相を示すガラス質凝灰岩が重なっている．これ以上を中部層とする．この上位には白色細粒ガラス質凝灰岩を主とする地層が重なり，その上には著しい乱堆積を示す層準を挟んで灰色珪藻質シルト岩が堆積している．このシルト岩は，リング状生痕や *Zoophycos*（小竹信宏博士私信）など多数の生痕化石を含む特徴を持つ．このシルト岩の上限は断層で切られているが，さらに上流側にはこれと同じシルト岩が分布する．この上位に重なる中部層は三層に分かれる．そのうち下位はガラス質シルト岩，細粒砂岩を主とし，これと青緑灰色砂質泥岩の数十 cm 単位で繰り返す互層からなる．これには層準によっては多くの細長い生痕化石が含まれている．中位は，ガラス質細粒凝灰岩を挟む厚さ約 15 m の青灰色砂質珪藻質泥岩を主とする．上位はガラス質の細粒～中粒砂岩を主とし，厚さ 6～7 m の白色粗粒軽石層を一枚挟む．ところによっては砂質珪藻質泥岩を挟んでいる．上位は厚さ約 50 m である．この最上部は礫質粗粒砂岩（礫は軽石とシルトの細～中礫）からなり，この上限を田名部川における中部層の上限とする．

上田屋一砂子又間の横流峠付近では径数 cm～1 m の黄白色～白色の粗粒軽石凝灰岩礫を含む黄褐白色あるいは青白色の細粒～中粒ガラス質凝灰岩が見られるが，これは青平川で見られたスランプ礫を含む地層のうち下位のものに対比される．この上位にはガラス質の細粒～中粒砂岩が続く．

北部地域北西部では中部層はきわめて薄くなると思われる．スランプ礫を含む地層は見あたらず，層厚は 50 m 程度しかない．

今泉川流域では，ガラス質凝灰岩層はいずれの沢でも見られ，スランプ礫を含む地層（層厚約 2 m）も見られる（第 2 図の中の 11 の沢）．

中部層の層厚は田名部川では 220 m 以上，今泉川では約 50 m である．

d. 蒲野沢層上部層

上部層は青平川周辺から目名川にかけての地域とその支流域などでよく露出し，田名部川や今泉川にも露出する．

岩相は赤みを帯びた暗灰色板状珪質頁岩を主とし，ところによっては黄色粉をふいている．凝灰質細粒砂岩，細粒凝灰岩の薄層を僅かに挟む．珪質頁岩はほぼ 5～30 cm 単位の厚さで層状に割れる．

田名部川では中部層の凝灰質細粒砂岩，礫質粗粒砂岩の上位に上部層のやや黒色を帯びた青灰色珪藻質シルト岩が重なっている．このシルト岩は著しいスランプ性褶曲を呈し，またガラス質凝灰岩の薄層を数枚挟む．

今泉川流域では上部層はすべて青灰色珪藻質シルト岩である．その一部は凝灰質であり，また凝灰岩の薄層を挟む．

e. 蒲野沢層最上部層

最上部層は青平川周辺や目名川流域などに露出し，軟質な灰色珪藻質シルト岩を主とする．

目名川流域では上部層の上に灰色珪藻質シルト岩が重なり，さらにシルト岩角礫を多数含む淡青色軟質砂質シルト岩，青平川と同様のやや緑色を帯びた灰色珪藻質シルト岩が重なる．最上部層の基底は珪藻質シルト岩と珪質頁岩との数十 cm 単位の互層からなる．青平川で見られた凝灰岩薄層およびシルト岩と凝灰岩との互層は目名川流域に追跡できる．最上部層の上には浜田層が傾斜不整合で重なる．

田名部川では粗粒化し，上部層の上に凝灰質粗粒砂岩，白色粗粒軽石質凝灰岩，軽石質シルト岩と粗粒軽石質凝灰岩の互層，軽石質細粒凝灰岩，シルト岩や細粒～中粒砂岩と軽石質礫岩の互層，白色粗粒凝灰岩の順に重なる．

南部地域の南川代沢では泊層の火山岩角礫の上に 10 m 程度の間隙を挟んで下位から主に凝灰質シルト岩の同時礫を含む黄白色を呈する細粒ガラス質凝灰岩，同様の同時礫を多数含む黄白色軽石質凝灰岩，砂質凝灰質シルト岩の順に重なる．

境川の蒲野沢層は泊層の火山岩質角礫岩の上に径数 cm 程度の安山岩礫から成る礫岩層を伴って白色粗粒軽石層そして黄白色～黄褐色凝灰質珪藻質シルト岩が重なる．このシルト岩からは珪藻化石を多産する．さらに上位には細粒凝灰岩や凝灰質砂岩などが重なり，これを砂子又層が基底礫岩を伴って傾斜不整合に覆う，そしてさらに砂子又層を浜田層が基底礫岩を伴って不整合に覆っている．層厚は約 30 m である．

4. 砂子又層（再定義）

砂子又層は蒲野沢層を傾斜不整合に覆い，浜田層に傾斜不整合に覆われる軽石質凝灰岩や軽石質砂岩を主とする地層と定義される．また砂子又層の軽石または軽石質砂岩には自形の石英を非常に多く含み，かつ角閃石を含むことによって特徴づけられる．それは浜田層のそれが紫蘇輝石・普通輝石を含むことと対照的である．

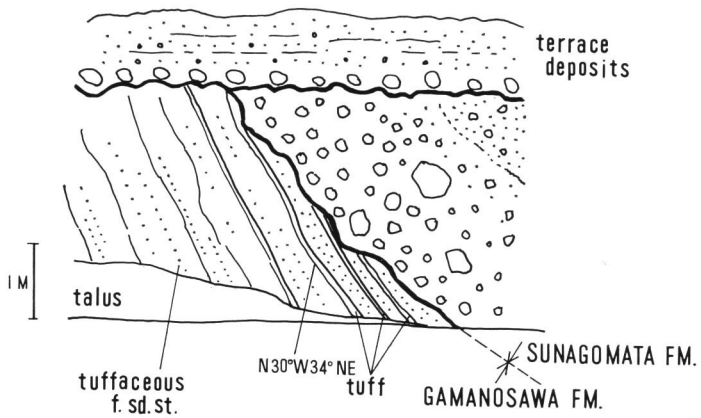
これは北村・藤井（1962）の砂子又層から模式地の南部に分布する地層および金沢・山口（1988）の浜田層を除いたものにほぼ相当する．

模式地：東通村砂子又付近．特に砂子又小学校校庭の大露頭に模式的に露出する．

分布：模式地周辺から北方へ東西幅 1 km 前後で細長く分布する．また南部地域近川蜆沢～境川地域にもさらに狭く，細長く分布する．山口（1970）は上記のような砂子又層の軽石中の鉱物組成が浜田層のそれとは異なることおよび砂子又層と直下の蒲野沢層の構造が調和的であることを考慮し，模式地付近の砂子又層は蒲野沢層の同時異相と考えた．しかし蒲野沢層には砂子又層のような粗粒堆積物はほとんどない．砂子又の蒲谷地沢では砂子又層は蒲野沢層を侵食面をもって傾斜不整合で重なっているのが観察される（第 4 図）．また金沢・山口（1988）は近川，前川などの上流部において泊層を不整合で覆い，浜田層に不整合で覆われる軽石質砂岩や軽石質凝灰岩などの地層を蒲野沢層と考えた．しかしこれは珪藻化石を含まず，上記のような砂子又層に特徴的な自形の石英や角閃石を含むので砂子又層である．

層位関係：蒲野沢層を傾斜不整合に覆い，浜田層に傾斜不整合に覆われる．

岩相：模式地以北では灰白色～黄白色の粗粒な軽石質凝灰岩でセット厚数十 cm～数 m の斜交層理を示し，ところにより安山岩やチャートの細礫～中礫を含む軽石質極粗粒砂岩を主体とする．一般に灰白色～黄白色であるが，風化すると茶褐色を呈する．模式地南方では安山岩やチャートの細礫～中礫からなる薄い礫層を数枚挟んでいる．また部分的に灰色塊状中粒砂岩，白色ガラス質細粒砂岩の岩



第4図. スケッチ 蒲谷地沢（第 2 図の Fig. 4 の地点）における蒲野沢層と砂子又層の不整合関係.

相を呈するところもある.

冷水沢では蒲野沢層中部層の凝灰質シルト岩と砂子又層の基底礫岩層 (?) が断層で接する. この礫岩層はおもに基盤岩由来の粘板岩，千枚岩の細礫～中礫からなる. その東側には向斜，背斜を繰り返しながら，軽石質細粒～粗粒砂岩や白色粗粒軽石質凝灰岩が露出している.

基盤岩露出地域から流れる田名部川支流では急傾斜する蒲野沢層中部層の細粒凝灰岩の上に約 3 m の露出のない部分を挟んで本層のやや砂質な粗粒軽石質凝灰岩が重なる.

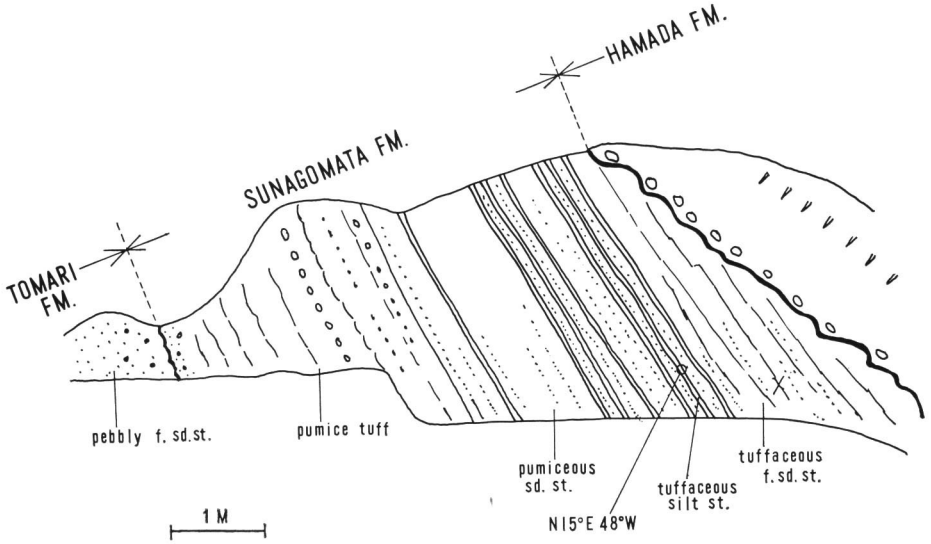
野牛川南側の道路沿いの露頭では，蒲野沢層下部層の青灰色砂質珪藻質シルト岩の上に著しい傾斜不整合関係で，基底礫岩，平行葉理がみられるスコリア薄層を伴う軽石質凝灰岩，軽石質粗粒砂岩の順に重なっている. この蒲野沢層下部層は，砂子又層分布域の東側で新たにその存在が確認されたものである.

南部地域の近川，前川の上流部において金沢・山口 (1988) は泊層と浜田層の間に分布する地層を蒲野沢層と考えた. しかし，上記のようにその一部は明らかに砂子又層であることを確認した. これによって南部地域における砂子又層の存在が初めて明らかになった. すなわち，近川蜆沢では，泊層の火山岩質集塊岩の上に本層の基底礫岩，硬質な黄褐色シルト質砂岩，軽石質粗粒砂岩，軽石質細粒砂岩—シルト岩が重なり，上限は断層で切られて再び泊層が露出し，砂子又層を欠いて直接浜田層が不整合に重なる. ここでの砂子又層の厚さはわずか約 4 m である.

近川田名部沢 (第 5 図) では泊層の赤茶～赤紫色の火砕物質からなるシルト岩および細粒砂岩の上に本層の径 3 cm 以下の安山岩礫を含む細粒～中粒砂岩が重なる. さらに上位には層厚約 3.5 m の砂質白色粗粒軽石層が重なり，続いて単層の厚さ 3～20 cm のシルト薄層を 8 枚挟む灰色の軽石質中粒砂岩 (層厚約 5 m) が重なる. その上位には侵食面および基底礫を伴って浜田層の中粒砂岩が重なる. ここでの砂子又層の層厚は約 9 m である.

前川の北川代沢では，礫径 3～6 cm の多彩な火山岩質角礫岩の上に約 4 m の露出のない部分を挟んで，ところにより軽石が混じる粗粒砂岩が重なり，その上にやや砂質の粗粒軽石層が重なる. この砂子又層の厚さは約 15 m で，その上には浜田層の中粒～粗粒砂岩が累重する.

前川の南川代沢では蒲野沢層の上に砂子又層の軽石質礫質粗粒砂岩あるいは砂質軽石層が重なる.



第 5 図．スケッチ　近川田名部沢（第 2 図の Fig. 5 の地点）における泊層，砂子又層，浜田層の不整合関係（金沢・山口，1988 の図 5 の露頭と同じ）．金沢・山口 (1988) では，ここでいう砂子又層を蒲野沢層と考えた．図の右側が下流．

層厚は約 25 m である．

境川流域の本層は蒲野沢層の泥質細粒～中粒砂岩の上に侵食面および基底礫岩層を伴って傾斜不整合で重なる．基底礫岩は径数 cm～十数 cm の安山岩質の亜角礫～亜円礫で厚さ約 1 m である．その上にはスコリア層を伴うガラス質細粒凝灰岩，平行ラミナが発達する軽石質細粒凝灰岩～凝灰質シルト岩，やや砂質で流れ模様のある黄白色粗粒軽石質凝灰岩，石英を富富に含む白色および灰色極粗粒砂岩という順に重なる（第 6 図）．また凝灰質シルト岩から *Neodenticula koizumii* を含む珪藻化石を産する．この砂子又層は浜田層に不整合で被われる．

層厚は田名部川で約 150 m，境川で約 30 m である．

5.　浜田層

金沢・山口 (1988) の浜田層から本稿で初めて報告する南部地域の砂子又層を除いた部分に相当する．

層位関係：泊層あるいは蒲野沢層あるいは砂子又層を傾斜不整合に覆う．

模式地，分布，岩相などは金沢・山口 (1988) が詳細に記載しているので省略する．

蒲野沢層の珪藻化石

試料処理は小泉・谷村 (1978) を参考にし，砕いた堆積岩 1～2 g を 30% 過酸化水素水および塩酸で処理した後，水洗し，適量の懸濁液をカバーグラスの上に採取，40°C で乾燥させ，マウントメディアで封入した．珪藻殻の計数は Schrader and Gersonde (1978) を参考にした．代表種の顕微鏡写真を第 9 図，第 10 図に示す．

まず青平川流域の蒲野沢層の珪藻化石の層位分布を明らかにし，青平川流域以外の地域との対比の標準とした．蒲野沢層では *Actinocyclus ingens* や *Denticulopsis* 属などの時代示標種とそれに伴う種

の有無に注目した.

a. 青平川流域の珪藻化石層序

青平川流域で採取した試料を分析した結果, *Denticulopsis hyalina* の FAD (First Appearance Datum) (14.7 Ma), *D. hustedtii* の FAD (13.9 Ma), *D. praedimorpha* の FAD (12.9 Ma) および LAD (Last Appearance Datum) (10.8 Ma) が認められた. しかし, *D. lauta* の FAD (15.7 Ma) と *D. dimorpha* の FAD (9.0 Ma) は認められなかった. すなわち *D. lauta* Zone～*Thalassiosira yabei* Zone の 5 つの化石帯 (KOIZUMI, 1985 を一部改変) が識別された (第 3 図). この化石帯の定義はおもに KOIZUMI (1985) に従い, AKIBA (1986) を参考にして属名を "*Denticulopsis*" および "*Coscinodiscus*" からそれぞれ "*Cruidenticula*" および "*Thalassiosira*" に一部修正した. また, MARUYAMA (1984) を参考にして *D. hyalina* Zone を上下に二分した. なお ( ) 内の年代値は尾田 (1986) から読み取った. 次に青平川流域で識別された各化石帯の特徴を下位から順に記述する.

D. lauta Zone は *D. lauta*, *A. ingens*, *Crucidenticula paranicobarica*, *Cr. nicobarica* が特徴的に産出し, *D. praelauta*, *Nitzchia challengeri* もわずかに見られる. 他に, *Cr. kanayae*, *Cr.* cf. *kanayae*, *Paralia sulcata*, *Synedra jouseana*, *Trochosira spinosa* などが産出する. 一方, *D. hyalina* は産出しない. *A. ingens* は殻の褶曲が異なる 3 つの forma が共に産出する. なお, *Cr. kanayae* は二次化石であると思われる.

D. hyalina Zone は *D. hyalina* が多産し, *D. hustedtii*, *D. praedimorpha* が産出しないか, あるいは *D. hustedtii* はまれで, *D. praedimorpha* が産出しない. 他の種構成は *D. lauta* Zone に類似する. またこの化石帯の上部で *D. hyalina* が急増・多産し, *D. praehyalina* も比較的多くみられる. また上部では *D. micoenica*, *Nitzschia* sp. B group, *Rhizosolenia miocenica*, *Rouxia* cf. *californica*, *Ts. grunowii*, *Ts. yabei* が産出し始める. これらのことからこの化石帯を *D. hyalina* Zone (下部) と *D. hyalina* Zone (上部) とに二分できる.

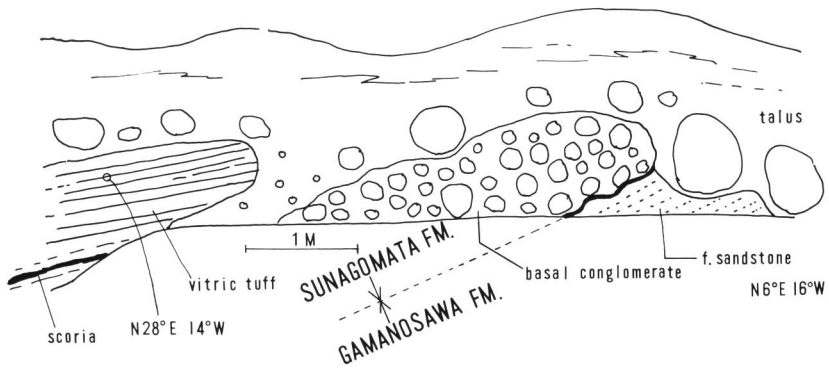
Cr. nicobarica Zone は *D. hustedtii* が多産し, *D. hyalina*, *D. lauta* が少数産出し, *D. praedimorpha* は産出しない. 他に *Cr. nicobarica*, *D. miocenica*, *Rh. miocenica*, *Ro.* cf. *californica*, *Ts. grunowii*, *Ts. yabei* などが産出する.

D. praedimorpha Zone は, *D. praedimorpha* および *D. hustedtii* が多産し, *Ts. yabei*, *Nitzschia* sp. A, *N.* sp. B group を産出する. *A. ingens* の頻度が減少し, また *A. ingens* f. *nodus* は見られない. 他の種構成は *Cr. nicobarica* Zone に類似する. この化石帯の最上部では *Nitzschia* sp. A, *Ts. praenidulus* が産出する.

Ts. yabei Zone は *D. praedimorpha* が見られず, *D. hustedtii* が多産する. 他の種構成は *D. praedimorpha* Zone の最上部に類似する.

また, *Thalassionema nitzschioides*, *Coscinodiscus marginatus*, *Medialia splendida*, *Thalassiothrix longissima* などはほとんどの化石帯に出現する.

蒲野沢層下部層は *D. lauta* Zone～*D. hyalina* Zone (下部) に属する. 田名部川などではこの下部層の上限は *D. hyalina* Zone (上部) にまで及ぶ. 中部層は *D. hyalina* Zone (上部)～*D. praedimorpha* Zone に属する. しかし *D. hyalina* Zone (上部) および *Cr. nicobarica* Zone に相当する地層は極めて薄くなっている. 上部層から珪藻化石は産出しないが, 中部層の上限および最上部層の下限は *D. praedimorpha* Zone に属するので, 上部層は *D. praedimorpha* Zone に属すると考えられる. 最上部層は *D. praedimorpha* Zone～*T. yabei* Zone に属する. 蒲野沢層基底部層からは珪藻化石を産出しないため, 蒲野沢層の下限が *D. praelauta* Zone におよぶ可能性もある. しかし蒲野沢



第6図．スケッチ　境川（第2図の Fig. 6 の地点）における蒲野沢層と砂子又層の不整合関係．この露頭のさらに下流側の露頭で金沢・山口（1988，図7）は蒲野沢層と浜田層の不整合を記載したが，その不整合は蒲野沢層と浜田層の間のものではなく，砂子又層と浜田層の間のものであった．図の左側が下流．

層下部層ではその下限まで *D. lauta* が産出し，また蒲野沢層基底部層は軽石質粗粒の砂岩を主として，比較的短時間に堆積したと考えられるので，蒲野沢層の下限は *D. lauta* Zone に属すると考える．

b.　老部川流域の珪藻化石層序

老部川流域で採集した9個の試料から珪藻化石が産出した（第7図）．それらはいずれも *D. lauta* を含み，*A. ingens*, *Actinoptychus senarius*, *C. marginatus*, *Cr. nicobarica*, *Cr. paranicobarica*, *D. praelauta*, *P. sulcata*, *Rh. praebarboi*, *Sy. jouseana*, *Tn. nitzschioides*, *Th. longissima* などを産出する．また，*D. hyalina* は産出しない．したがって，この地域の蒲野沢層は *D. lauta* Zone に属す．

c.　その他の流域の珪藻化石層序

上記以外の地域では珪藻化石種構成と，前述の珪藻化石帯の主要構成種とからその珪藻化石群集の層序学的位置を決定した．

北部地域（第8図）では *D. lauta* Zone～*Ts. yabei* Zone の5つの化石帯が識別されるが，最上部の *Ts. yabei* Zone に属する地層は西端のみに分布する．今泉川流域では最上部の *Ts. yabei* Zone を除き，4つの化石帯が識別できた．しかし，全体的に *Cr. nicobarica* Zone に相当する地層は極めて薄い．

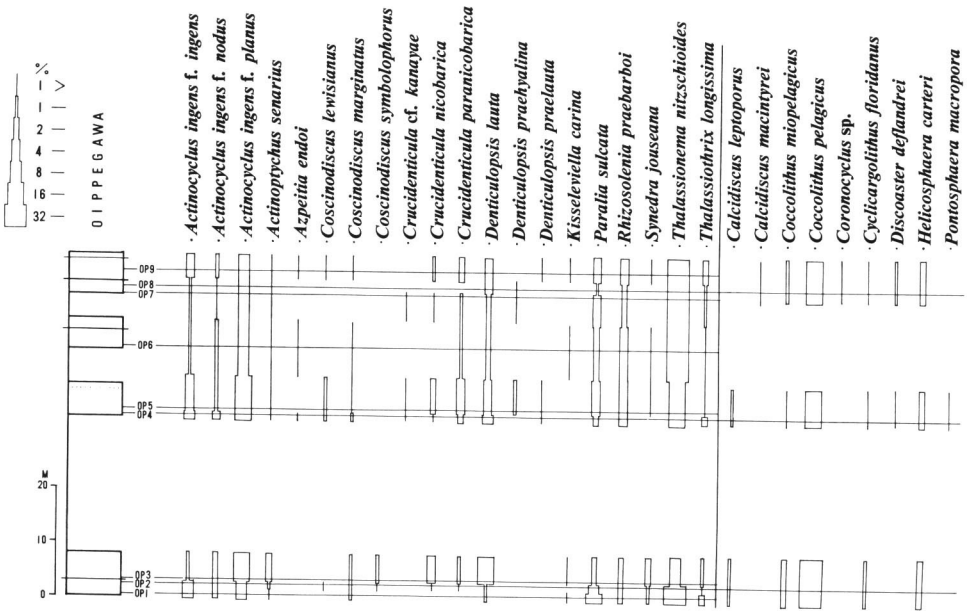
南部地域の蒲野沢層はおもに *D. praedimorpha* Zone に属する．しかし境川上流域には最下部の化石帯である *D. lauta* Zone に属する地層が分布する．

d.　珪藻化石群集の変遷

蒲野沢層から産出する珪藻化石群は，化石帯区分とは別に，種構成から3つに分けることができる．ここではそれらを下位から I, II, III 群と呼ぶことにする．

第 I 群は *D. lauta*, *D. praelauta*, *D. praehyalina*, *Cr.* cf. *kanayae*, *Cr. nicobarica*, *Cr. paranicobarica*, *Nt. challengeri*, *P. sulcata*, *Sy. jouseana*, *Trochosira spinosa*, *C. lewisianus*, *Ts. leptopus* などからなる．また *A. ingens* は3つの forma 全てを含む．

第 II 群は第 I 群と次に記載する第 III 群との特徴種の多くを含むとともに，第 II 群に固有の *D. miocenica*, *Rh. miocenica* などを含む．これらは第 I 群から第 III 群への漸移期の群集と考えられる．



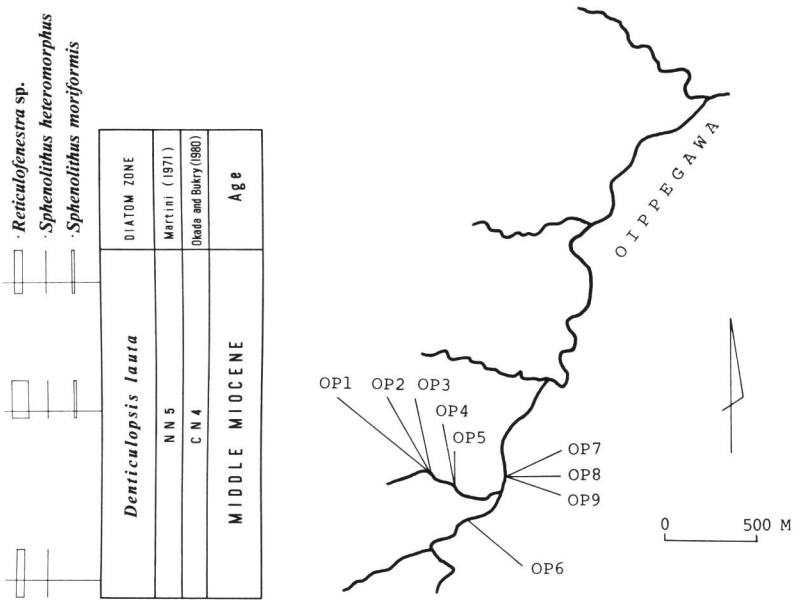
第 7 図. 老部川流域における蒲野沢層の微化石試料採集位置，岩相層序，主要珪藻化石および石灰質ナノ化石の層位分布，化石帯区分，および年代区分. 記号の説明は第 3 図の説明文と同じ. 石灰質ナノ化石は高山俊昭教授の鑑定による.

第 III 群は *D. hustedtii*, *D. hyalina*, *D. praedimorpha*, *Nitzschia* sp. A, *Nitzschia* sp. B group, *Ro.* cf. *californica*, *Rh. barboi*, *Ts. yabei* などからなり，*A. ingens* は *A. ingens* f. *nodus* を除く 2 forma を含む.

この珪藻化石群の変遷と同時代の地質学的・古生物学的な出来事との関係を検討してみる. 中期中新世に底生有孔虫が多様な暖流系種群から貧弱な砂質種群に変化し，浮遊性有孔虫群集や貝類群集が暖流系のものから寒流系のものへ急変することが指摘されている（多井，1963; 米谷・井上，1981; 鎮西，1986). 鎮西（1986）は，これは気候の寒冷化と日本海の形成に伴う日本周辺の海流系の変化に起因すると指摘した.

また珪藻化石でもこの時期に群集の変化がみられる（例えば谷村・斉藤，1986). また北海道や東北日本の陸上の地層および深海底の堆積物中には同じ頃，ハイエイタスが存在することが確認されていて，その原因は気候寒冷化に伴った底層流による侵食作用の強化，炭酸塩の溶解や無堆積現象に求められている（Barron and Keller, 1982; 小泉，1982; 米谷ほか，1986).

小泉（1982，1986，1988）を参考に蒲野沢層の珪藻種を見ると，第 I 群には *Cr. nicobarica*, *C. lewisianus*, *Ts. leptopus* などの暖流系種が含まれ，第 III 群には *D. hustedtii*, *D. praedimorpha* などの寒流種が多く含まれている. 以上のことを考え合わせると，蒲野沢層の珪藻化石群の第 I 群から第 III 群への変化は，これまで各地で確認されている化石群集の変化と本質的に同じものであり，主に気候の寒冷化に伴うものと考えられる.



老部川流域の石灰質ナノ化石と底生有孔虫化石

老部川流域の三層準の試料から石灰質ナノ化石および底生有孔虫化石を得た．石灰質ナノ化石（第7図）はいずれの試料からも *Sphenolithus heteromorphus* が産出し，*Helicosphaera ampliaperta* が全く産出しないことからこの地域の蒲野沢層は NN5 ないし CN4 帯に相当し，16.01～13.17 Ma の年代を示す（高山俊昭教授私信）．この年代値は前述の珪藻化石による年代にほぼ一致する．底生有孔虫化石（第1表）は *Angulogerina kokozuraensis* などが産出し，堆積深度は数百 m で，上部漸深海帯を示す（長谷川四郎博士私信）．

地　質　構　造

北部地域では，全体の地質構造を決める背斜軸が蒲野沢西方約 1 km から南方に 5 km ほど延び，断層で切られるが，青平川上流付近にまで達する．この背斜軸によって蒲野沢層の地質構造は大きく東翼と西翼とに区分される．西翼では，蒲野沢層は走向が N40°W～N30°E でほぼ西傾斜であるが，青平川北方の断層付近では小規模な向斜，背斜が繰り返す．また東翼では，蒲野沢層は複雑な地質構造を示し，NE-SW, NW-SE 方向の断層が発達する．またそれらの断層に切られてはいるが，西から東へ向斜，背斜，向斜構造が繰り返す．最も東側の向斜構造を被って砂子又層が分布する．青平川，今泉川では南北走向で，西に 20° から 40° 傾斜するが，青平川中流域では部分的に走向がほぼ EW で，8°～12° 南に傾斜する地質構造を持つ．

南部地域では，走向 N10°E～N50°E で，10°～70° 西に傾斜する．蜆沢で泊層の間に断層で境された砂子又層が露出する．南川代沢では蒲野沢層中に背斜構造が確認される．境川中流域では下位から泊層，蒲野沢層，砂子又層，浜田層の順に重なる関係が，上流域にも見られる．これらの地域には

第8図．北部地域（左側）と南部地域（右側）の珪藻化石試料採集位置と珪藻化石帯．Y: *Thalassiosira yabei* Zone, P: *Denticulopsis praedimorpha* Zone, N: *Crucidenticula nicobarica* Zone, H: *D. hyalina* Zone, L: *D. lauta* Zone, K: *Neodenticula Koizumii* を産出する，I: 示標化石産出なし．●: 珪藻化石産出なしまたは溶け残った珪藻殻破片のみ産出．他の記号は第 10 図に使用した試料の採集位置を表す．他は第8図と同じ．浜田層の珪藻化石試料採集地点はここに示されていない．

NNE–SSW 方向の断層が複数存在すると推定される．しかしその詳細は明らかでない．

老部川流域では，蒲野沢層は一般に N40°E～N5°E の走向で，東に 5°～15° 傾く．その分布の南限や東限は断層によって切られていると思われる．また泊層の中には，凝灰岩層の構造から褶曲構造があると考えられるが，泊層の全体としての構造は明確ではない．

第1表．老部川流域の蒲野沢層から得られた底生有孔虫リスト
（長谷川四郎博士の鑑定による）．

OIPPEGAWA

SAMPLE	SPECIES
OP 2	*Angulogerina kokozuraensis* ASANO
	Bolivina spp.
	Cibicides lobatulus (WALKER and JACOB)
	C. tani IWASA and KIKUTI
	Uvigerina proboscidea SCHWAGER
OP 5	*Angulogerina kokozuraensis* ASANO
	Bolivina spp.
	Cibicides tani IWASA and KIKUTI
	Pseudoparella cf. *takayanagii* (IWASA)
	Stilostomella spp.
OP 8	*Angulogerina kokozuraensis* ASANO
	Bolivina spp.
	Cibicides tani IWASA and KIKUTI
	Eilohedra cf. *nipponica* (KUWANO)
	Pseudoparella cf. *takayanagii* (IWASA)
	Stilostomella spp.

地　質　年　代

1.　猿ケ森層

亘理（1957）は猿ケ森層から *Taxodioxilon cunninghamioides* および *Liquidamber formosana* の2種の珪化木の産出を報告しており，これらの共存により猿ケ森層は台島型植物群包含層と対比できると述べている．また鈴木・平屋（1989）によれば，これら2種は下部中新統に普遍的に産出するという．すなわち，猿ケ森層は前期中新世末頃の地層と考えられる．またこれは猿ケ森層が，層位学的に蒲野沢層よりも下位の地層であることを示す．

2，　蒲野沢層

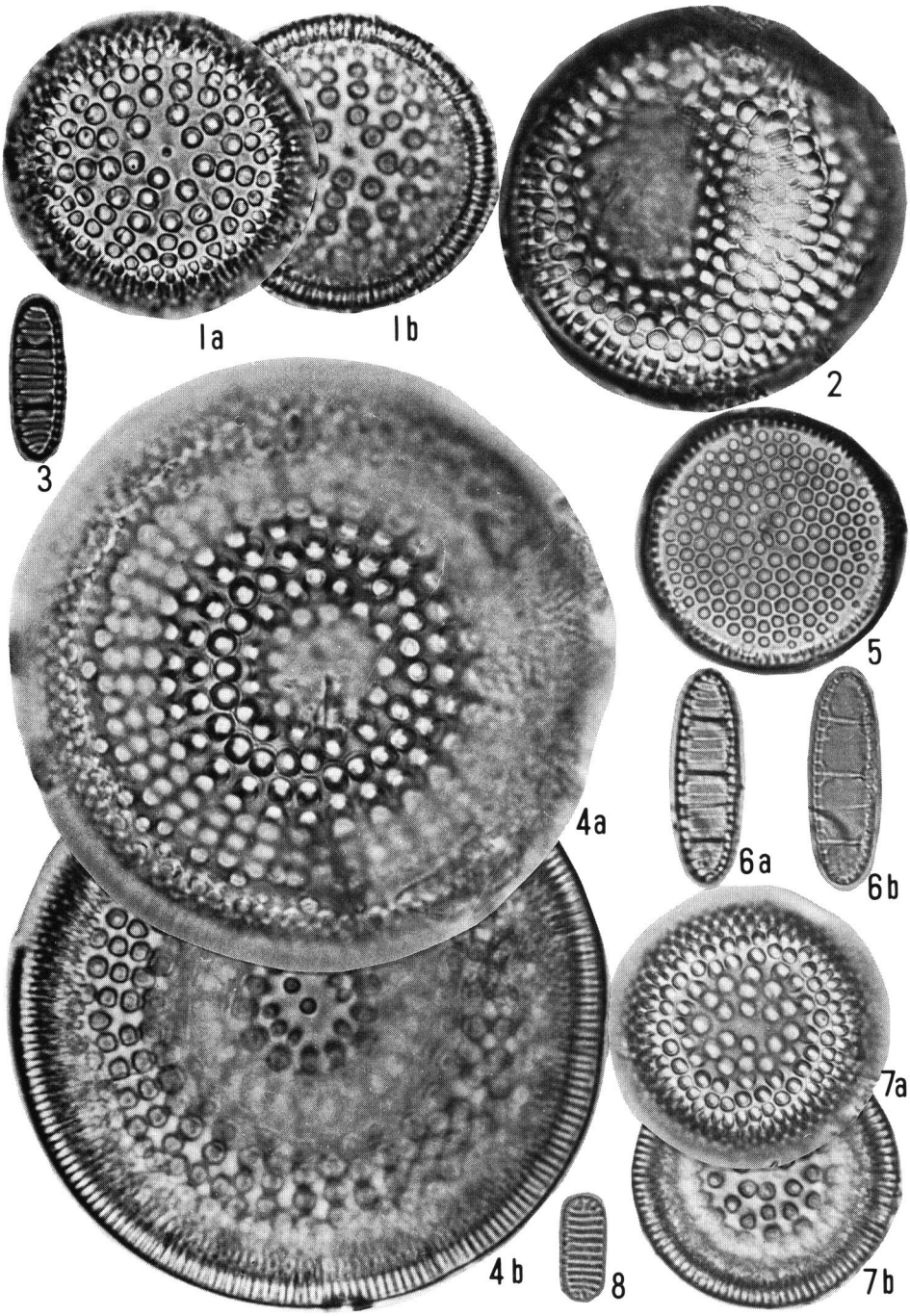
すでに述べたように珪藻化石層序から蒲野沢層は *D. lauta* の FAD から *D. dimorpha* の FAD までの範囲内にあり，すなわち 15.7～9 Ma の地質年代に相当する．

太平洋側の老部川流域の蒲野沢層は *D. lauta* の FAD から *D. hyalina* の FAD の範囲内にあり，15.7～14.7 Ma となる．また珪藻化石と同じ試料によって得られた石灰質ナノ化石（第7図）によれば *S. heteromorphus* の FAD から *H. ampliaperta* の FAD の範囲（NN5 ないし CN4 帯）内にあり，地質年代は 16.01～13.17 Ma（高山教授私信）で，これは珪藻化石から得られた地質年代と良い整合性を示す．

3.　砂子又層

北部地域の砂子又層模式地周辺からは時代示標となる化石を産出しない．新たに分布の確認された南部地域，境川流域での本層基底部付近の凝灰質シルト岩から珪藻化石を産出する．これは，*Neodenticula koizumii*, *N.* sp. A を比較的多く含み，後期鮮新世（Akiba and Yanagisawa, 1986）の時代を指示する可能性が高い．

4.　浜田層


1a
1b
2
3
4a
4b
5
6a
6b
7a
7b
8

浜田層上部は前述のとおり更新世中期のナノ化石や鮮新世末の浮遊性有孔虫を産出する．それらの詳細な検討の結果，本層上部は更新世で 1.36～1.1 Ma の年代範囲にあることが明らかになった（花井・山口，1987; 山口・菅原，投稿準備中）．またほぼ更新世の示標種である珪藻 *Neodenticula seminae* の産出もこれを支持する．本層下部は時代示標となる化石を産出せず，その時代を正確には論じられない．

地　　史

前期中新世末期には淡水から汽水環境に炭化物や基盤岩の礫を多く含んだ細粒砂やシルト（猿ケ森層）が堆積した．同時異相の関係で，南側では安山岩の火山活動があった（泊層）．やがて猿ケ森層の海は上部陸棚程度の深さになったことが，底生有孔虫や貝化石（北村（編），1986）から判る．

中期中新世初頭から後期中新世には，主に深海性の細粒の珪藻質シルト岩（蒲野沢層）が堆積した．基底部（約 15.5 Ma）では，植物片を含むシルト岩，安山岩，基盤岩などの礫を多量に含む粗粒砂岩・礫岩が堆積した．その後堆積物は海緑石を含み細粒化することから，堆積速度が遅くなり堆積盆は深くなっていったと推定される．老部川流域の蒲野沢層下部層の底生有孔虫は数百 m の深さで，上部漸深海帯を示す（長谷川私信）．北部地域の中部層（約 14 Ma）では生痕 *Zoophycos* によっておよそ 2000 m に達した可能性がある（小竹私信）．Haq ら (1987) によれば，15～14 Ma 頃には海水準はむしろ低下傾向にあるので，この見掛け上の海の深海化は地殻の沈降によると思われる．この頃スランプ性の堆積物が発達し，青平川では海緑石がみられ，また珪藻化石帯の *Cr. nicobarica* Zone に相当する地層は極めて薄くなっている．この時期は東北日本が反時計周り回転したと推定され（浜野・当舎，1985），これと関連して堆積盆が沈降・不安定化してスランピングが起こったと思われる．また前述のように寒冷化に伴って底層流の侵食作用が活発化して堆積速度が小さくなり，海緑石が生成されるとともに *Cr. nicobarica* Zone に相当する地層が薄くなったと推定される．蒲野沢層上部層堆積期（約 12 Ma）以降も引き続いて海水準低下が知られるが，なおも珪藻質堆積物が堆積する環境が維持された．

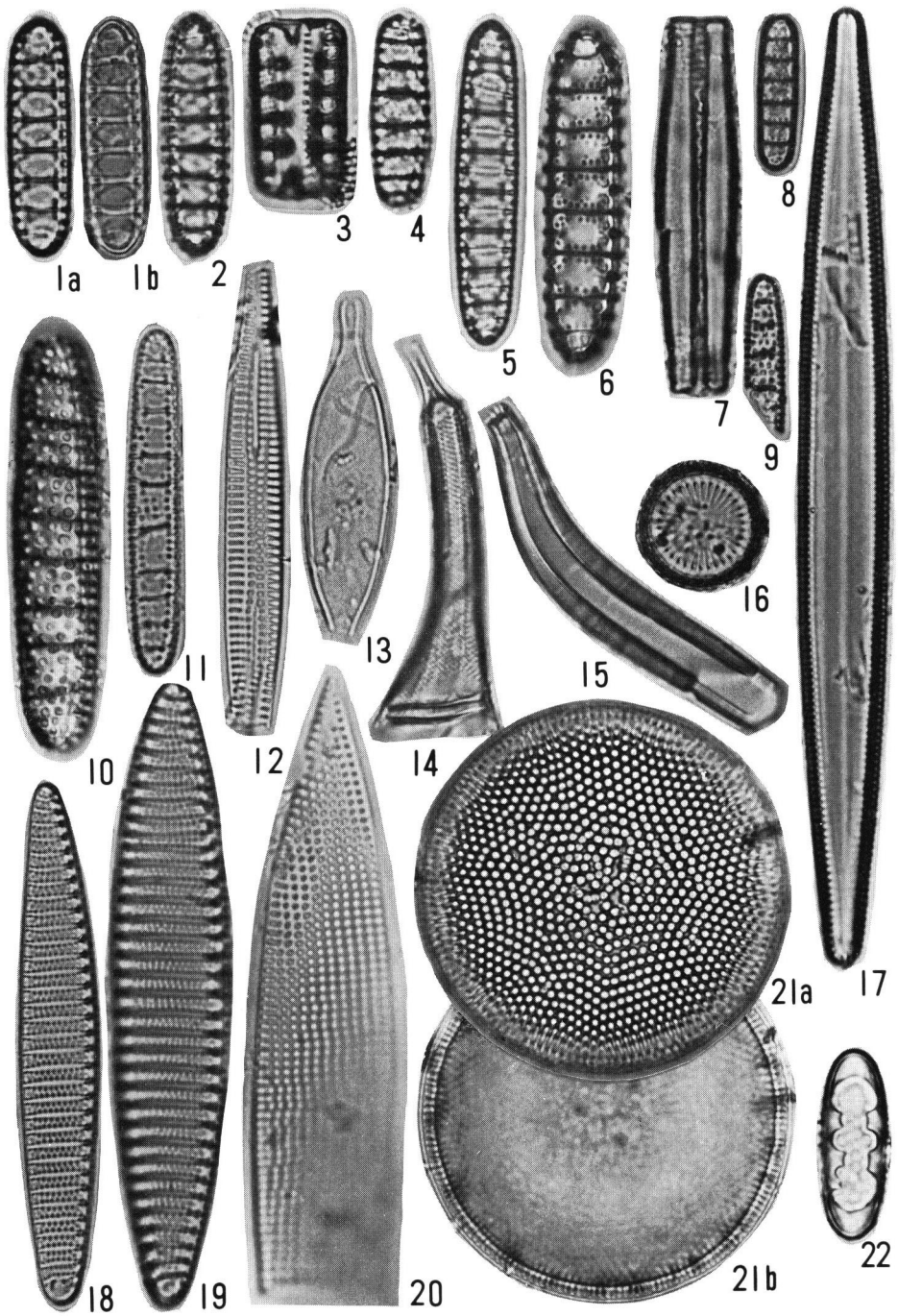
後期中新世後期あるいは鮮新世前期には蒲野沢層は少なくとも 560 m 以上深く埋没した（多田ら，1988）．

鮮新世以降，汽水～浅海域で砂子又層が堆積し，さらに浜田層，および田名部層が堆積した．

ま　と　め

下北半島東部新第三系—第四系は下位から前期中新世末の猿ケ森層・泊層（同時異相），中期中新世初頭から後期中新世初頭 (15.7～9 Ma) の蒲野沢層，後期鮮新世の砂子又層，中期更新世の浜田層，および後期更新世の田名部層の 5 つに区分され，各々は不整合関係で境される．

第 9 図．蒲野沢層から得られた珪藻化石．倍率は全て 1500 倍．試料採集位置は第 3 図，第 7 図，第 8 図を参照（浜田層の試料採集位置は示されていない）．
1. *Actinocyclus ingens* f. *planus* Whiting et Schrader, Loc. 青平川 3, 2. *Thalassiosira yabei* (Kanaya) Akiba et Yanagisawa, Loc. 青平川 52, 3. *Neodenticula koizumii* Akiba et Yanagisawa, Loc. 境川 SKB01（砂子又層），4. *A. ingens* f. *nodus* (Baldanf) Whiting et Schrader, Loc. 青平川 3, 5. *Azpeitia endoi* (Kanaya) Sims et Fryxell, Loc. 青平川 25, 6. *N. seminae* (Simonsen and Kanaya) Akiba et Yanagisawa, Loc. 奥内川 O6L（浜田層），7. *A. ingens* f. *ingens* (Rattray) Whiting et Schrader, Loc. 老部川 OP6, 8. *Nitzschia challengeri* Schrader, Loc. 今泉川 IMD09.


1a
1b
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21a
21b
22

蒲野沢層は岩相層序から，基底部層，下部層，中部層，上部層，最上部層に 5 分され，また珪藻化石の層位分布から 5 化石帯 (KOIZUMI, 1985 を一部改変) が識別された．化石の産出しなかった基底部層を除くと，下部層は *Denticulopsis lauta* Zone～*D. hyalina* Zone，中部層は *D. hyalina* Zone (上部)～*D. praedimorpha* Zone に，上部層は *D. praedimorpha* Zone に，最上部は *D. praedimorpha* Zone～*Thalassiosira yabei* Zone に属す．

また蒲野沢層の珪藻化石群集は下位から上位へと，種構成の変化が認められる．それは他の化石生物にも認められるように，中期中新世以降の気候の寒冷化と日本海の形成などによる海流系の変化に起因すると思われる．

謝辞　本論文の主題である蒲野沢層の生層序学的研究は，筆者の一人山口が北海道大学理学部小泉格教授，東京大学理学部伊藤谷生博士との共同調査で青平川流域の蒲野沢層の層序，構造，珪藻化石層序を研究したことに始まる．珪藻化石の同定に関しては国立科学博物館谷村好洋博士にご指導・助言をいただいた．本論文をまとめるにあたり，小泉　格教授，谷村好洋博士には原稿を読んでいただいた．石灰質ナノ化石の鑑定・時代については金沢大学教養部高山俊昭教授から，底生有孔虫化石の鑑定・深度については東北大学理学部長谷川四郎博士から，珪質岩の堆積岩岩学的知見については東京大学理学部多田隆治博士から，生痕化石については千葉大学自然科学研究科小竹信宏博士から多くの教示を得た．また応用地質（株）羽田　忍氏，現地においては故佐藤政五郎氏，佐藤正一氏，松本勝美氏，青森県立川内高校奈良正義教頭から調査の便宜を得た．また，国立科学博物館小畠郁生地学研究部長には出版の機会を与えていただいた．以上の方々に深く感謝する．

引　用　文　献

AKIBA, F., 1986. Middle Miocene to Quaternary Diatom Biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary Diatoms Zones for Middle-to-High Latitudes of the North Pacific. Initial Rept. DSDP **87**: 393-481, U.S. Gavernment Printing Office, Washington.

AKIBA, F. & Y. YANAGISAWA, 1986. Taxonomy, Morphology and Phylogeny of the Neogene Diatom Zonal Marker Species in the Middle-to-High Latitudes of the North Pacific. Initial Rept. DSDP **87**: 483-554, U.S. Government Printing Office, Washington.

青森県，1971．むつ小川原開発地域，土地分類基本調査，5 万分の 1「近川」．青森県，51 pp.

BARRON, J. A. & G. KELLER, 1982. Widespread Miocene deep-sea hiatuses: Coincidens with

第 10 図．蒲野沢層から得られた珪藻化石．倍率は全て 1500 倍．試料採集位置は第 3 図を参照．
1. *Denticulpsis lauta* (BAILEY) SIMONSEN, Loc. 青平川 9, 2. *D. hyalina* (SCHRADER) SIMONSEN, Loc. 青平川 28, 3. 4, 22 *D. praedimorpha* BARRON ex AKIBA, Loc. 青平川 47, 5. *D. hustedii* (SIMONSEN et KANAYA) SIMONSEN, Loc. 青平川 48, 6. *D. praehyalina* TANIMURA, Loc. 青平川 28, 7. *Ikebea tenuis* (BRUN) AKIBA, Loc. 青平川 16, 8. *D. praelauta* AKIBA et KOIZUMI, Loc. 青平川 20, 9. *Crucidenticula nicobarica* (GRUNOW) AKIBA et YANAGISAWA, Loc. 青平川 26, 10. *C. kanayae* AKIBA et YANAGISAWA, Loc. 青平川 10, 11. *C. paranicobarica* AKIBA et YANAGISAWA, Loc. 青平川 25, 12. *Rouxia* cf. *californica* M. PERAGALLO, Loc. 青平川 48, 13. *Kisseleviella carina* SHESHUKOVA-PORETZKAYA, Loc. 青平川 27, 14. *Rhizosolenia miocenica* SCHRADER, Loc. 青平川 38, 15. *R. praebarboi* SCHRADER, Loc. 青平川 15, 16. *Paralia sulcata* (EHRENBERG) CLEVE, Loc. 青平川 702, 17. *Synedra jouseana* SHESHUKOVA-PORETZKAYA, Loc. 青平川 3, 18. *Nitzschia* sp. B group, Loc. 青平川 50, 19. *N.* sp. A, Loc. 青平川 48, 20. *Medialia splendida* SHESHUKOVA-PORETZKAYA, Loc. 青平川 3, 21. *Coscinodiscus symbolophorus* GRUNOW, Loc. 青平川 47.

periods of global cooling. *Geology*, **10**: 577–581.
鎮西清高, 1986. 中新世における日本海域の海洋環境の変化と日本海の拡大. 海洋科学, **18**(3), 181–187.
浜野洋三・当舎利行, 1985. 東北日本の運動と古地磁気学. 科学, **55**(8): 447–452.
花井哲郎・山口寿之, 1987. 青森県下北半島の鮮新—更新世貝形虫群集 (予報). 国立科学博物館専報, **20**: 45–51.
半沢正四郎, 1954. 日本地方地質誌 東北地方. 朝倉書店.
HAQ, B. U., J. HARDENBOL & P. R. VAIL, 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, **235**: 1156–1167.
今井 功, 5万分の1地質図「近川」および同説明書. 地質調査所, 45 pp.
金沢謙一・山口寿之, 1988. 下北半島中部の鮮新—更新統浜田層の地質. 国立科学博物館専報, **14**: 45–57.
北村 信(編), 1986. 新生代東北本州弧地質資料集. **1**(8): 13 pp.
北村 信・藤井敬三, 1962. 下北半島北東部の地質構造について—とくに下北断層の意義について. 東北大学地質学古生物学教室邦文報告, (56): 43–56.
北村 信・岩井武彦・多田元彦, 1972. 青森県の新第三系. 青森県の地質, 青森県, 5–70.
KOIZUMI, I., 1985. Diatom biostratigraphy for late Cenozoic Northwest Pacific. *J. Geol. Soc. Japan*, **91**: 179–193.
小泉 格, 1982. 日本およびその周辺における海成珪藻質堆積物の分布と堆積環境, 月刊地球, **4**(8): 485–491.
小泉 格, 1986. 中新世の珪質堆積物と海洋事件. 海洋科学, **18**(3): 146–153.
小泉 格, 1988. 日本海の形成と日本海側の珪質堆積物. 第三紀珪質頁岩層の総合研究, 53–61.
小泉 格・谷村好洋, 1978. 珪藻・珪質鞭毛藻. 高柳洋吉編, 微化石研究マニュアル, 朝倉書店, 70–75.
桑野幸夫, 1958. 下北半島北東部の地質. 資源研彙報, (46/47): 28–37.
米谷盛寿郎・井上洋子, 1981. 新潟堆積盆地における中新統中下部の有孔虫化石群集と古地理の変遷. 化石, (30): 73–78.
米谷盛寿郎・秋葉文雄・井上洋子, 1986. 微化石層位にもとづく本邦陸成および周辺海域における新第三系の Hiatus について. 海洋科学, **18**(3): 162–168.
MARUYAMA, T., 1984. Miocene Diatom Biostratigraphy of Onshore Sequences on the Pacific Side of Northeast Japan, with reference to DSDP Hole 438A. *Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. 2*, (*Pt. 1*), **54**(2): 141–161, (*Pt. 2*), 55(1): 77–140.
丸山俊明, 1988. 青森県新第三系の珪藻化石層序. 飯島 東 (編) 第三紀珪質頁岩層の総合研究. 総合研究A研究成果報告書, 13–33.
尾田太良, 1986. 新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点—中部および東北日本を中心として—. 北村信教授退官記念地質論文集, 297–312.
SCHRADER, H.-J. & R. GERSONDE, 1978. Diatoms and Silicoflagellates. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, (17): 129–176.
鈴木三男・平屋千春, 1989. 日本の第三紀中新世の材化石フローラについて. 松尾秀邦教授退官記念論文集, 15–24.
多田隆治・水野達也・飯島 東, 1988. 青森県下北半島北東部新第三系の地質とシリカ・沸石続成作用. 地質雑, **94**: 855–867.
多井義郎, 1963. 瀬戸内・山陰新第三紀層有孔虫群の変遷と Foram. Sharp Line. 化石, (5): 1–7.
滝本俊明, 1986. 下北半島東部の中新世火山岩類—特に未分化ソレアイトについて—. 岩鉱, **81**: 93–104.
谷村好洋・斉藤靖二, 1986. 隠岐島後の中期中新世初期海成珪藻土. 国立科学博物館専報, **19**: 43–54.
亘理俊次, 1957. 砂子又の珪化木(予報). 資源研彙報, (43/44): 25–28.
山口寿之, 1970. 下北半島北東部の新第三系—泊・蒲野沢・砂子又層の層位関係について—. 地質雑, **76**: 185–197.