

日本地質学会関西支部報

Proceedings of Kansai Branch, Geological Society of Japan

No. 126

2000年7月20日

日本地質学会関西支部

日本地質学会関西支部例会は、2000年4月28日（土）に京都大学で開催され、下記の12の研究発表があり、活発な議論が展開されました。本号ではそれら講演の内容を収録しました。

期 日 2000年4月28日（日）
 時 間 午後1時より午後5時45分
 会 場 京都大学理学研究科 地質学鉱物学教室 第1講義室

個人講演

- (1) 1:30~1:50 古琵琶湖の出口-----清水大吉郎
- (2) 1:50~2:10 東海-古琵琶湖層群中部の三大基準火山灰層-----松葉千年
- (3) 2:10~2:30 古琵琶湖層の藍鉄鉱-----中野聰志（滋賀大学）、藤本あゆみ（草津市立松原小学校）、児玉秀之（大津警察署）、田賀隆一（滋賀大学）
- (4) 2:30~2:50 「松葉の気孔にみる大気汚染」-----武蔵野 實（京都教育大学）、依田真澄（長野中央ホーム）、長榮克和（龍谷大学）
- (5) 2:50~3:10 知多半島礫ヶ浦の中新統中深海成層にみられるセイスマイト・ツナミアイトサクセッション-----志岐常正、山崎貞治（大阪教育大学）、山岡雅俊（東中学校）
- (6) 3:10~3:30 知多半島中新統の Seismite, Tsunamiite に伴う三種類の碎屑岩岩脈-----山崎貞治（大阪教育大学）、志岐常正
- (7) 3:40~4:00 新しい小断層解析法-----山路 敦（京都大学）
- (8) 4:00~4:20 近畿地方で新たに確認された白亜紀アダカイト質花こう岩-----貴治康夫（大阪府立箕面東高校）、村田 守（鳴門教育大学）
- (9) 4:20~4:40 丹波篠山地域のペルム紀層状チャートの放散虫生層序-----山中雅之（大阪市立大学）
- (10) 4:40~5:00 岐阜県鵜沼産のマンガンノジュール中のジュラ紀中世放散虫化石群集の多様性-----西原ちさと（大阪市立大学）
- (11) 5:00~5:20 ジュラ紀中世~新世の付加帯砂岩組成-内帯と外帯のモード組成比較-----楠 利夫（同志社中学校）
- (12) 5:20~5:40 紀伊半島東部の秩父帯西半部におけるチャート碎屑岩シークエンスからなるジュラ紀付加帯-----柏木健司（大阪市立大学）

古琵琶湖の出口

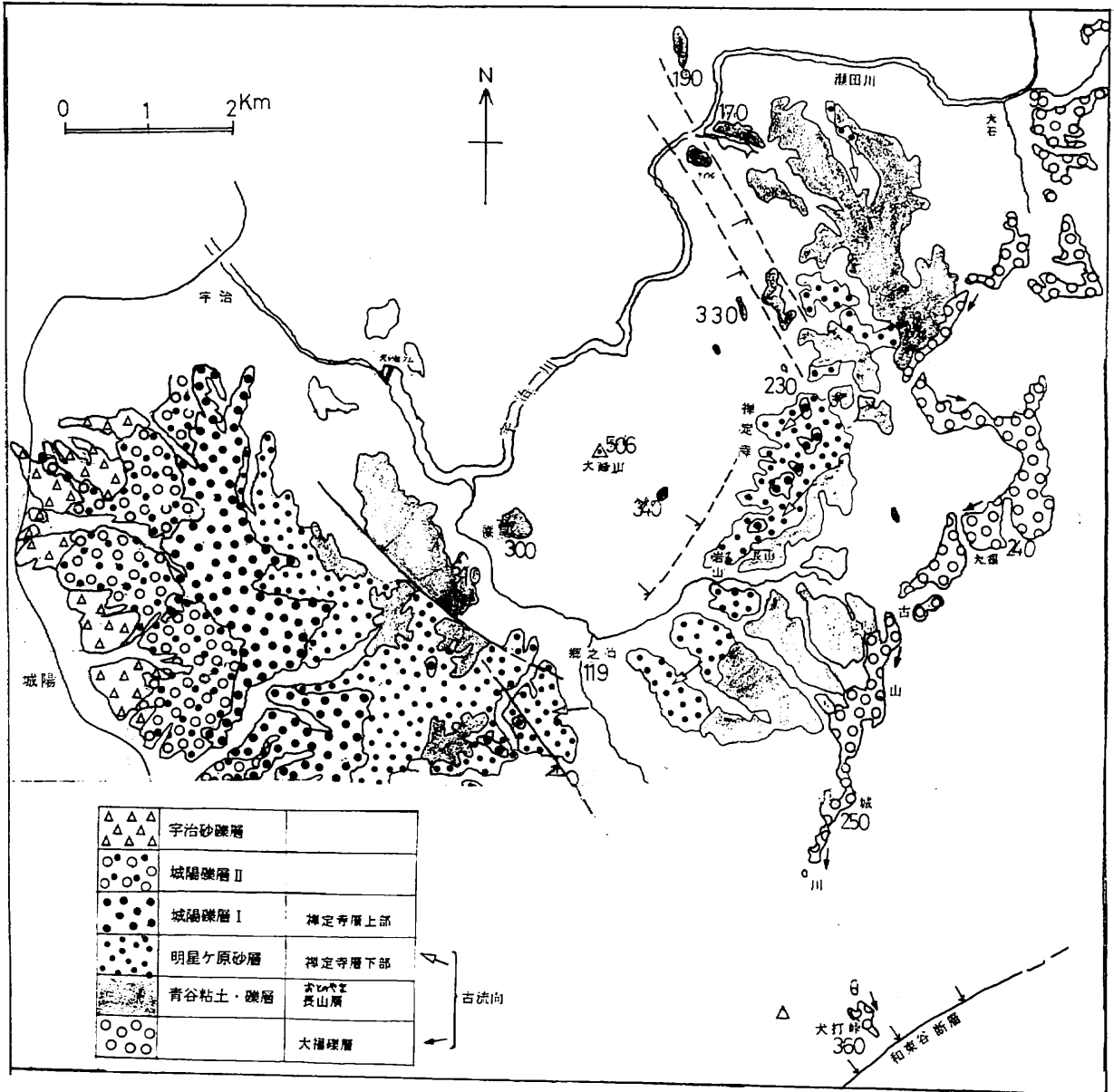
清水大吉郎

Tectonic change of outflow path of Kobiwako Daikichiro Shimizu

古琵琶湖層群の堆積は400～350万年前に伊賀地域で始まり、順次北方へ移動して数十万年前に現在の琵琶湖地域に移ったことが明らかにされている。この運動は東西方向の断層をともなう、北方への移動という地殻変動によって引き起こされたとされる。それぞれの時期、古琵琶湖堆積盆から外洋への流出口がどうなっていたかはあまり明らかでない。東側の伊勢湾西岸の東海湖盆も、同じ頃南から北への移動・拡大があり、西側からの堆積物供給があった。当時現在の鈴鹿山脈や布引山地はまだ低かったとされているので、古琵琶湖盆から東海湖盆への流出は充分予測される。

傾動運動の典型例としては、宇治田原の大福礫層の分布と高度変化で示される古山城川（飯田義正、1980）がある。飯田と橋本祥司（1992, MS）によると、古山城川が和東谷断層の傾動によって流れが止まり、その後山間の沼沢地ができ、長山層が堆積した（城陽礫層研究グループ、1992などの青谷粘土・礫層にあたる）。その後北方からの河川流出が強くなり、それは古瀬田川として宇治田原から西へ流出し、城陽扇状地を作った。これは古琵琶湖古盆の北方への移動と山地の隆起の結果であり、東海湖盆の北方への移動、鈴鹿山脈などの隆起とも対応している。

古瀬田川はさらに北の現在の瀬田・宇治川へと移動した。飯田や橋本はこれを傾動運動の継続の結果としているが、そういう単純なものではない。城陽扇状地側への流出が断たれたのは、大峰山地に示されるような隆起によるもので、これはむしろ南北方向の断層を伴っている。東西方向の傾動運動から南北方向の山地形成・断層運動は東海湖盆でも起こっており、西南日本東部での地核運動の転換の結果である。比叡比良山系の隆起・京都盆地北部の沈降なども同時期で、現在の瀬田・宇治川が穿入蛇行によって形成されたのもその現れである。



東海—古琵琶湖層群中部の三大基準火山灰層

松葉千年（桑名市東方立坂町第二1819）

Three criteria tephra bed in the middle part of
Tokai-Kobiwako Group. (Plio-Pleistocene strata)

Matsuba Chitoshi

東海層群Kpm嘉例川火山灰層と Kpmパミス火山灰層（藤原町）は同一火山灰層であるが火山ガラス屈折率段階表示記号を用いた柱状図を作成してみると その堆積過程に微妙な差がみとめられ 前者は古木曾川水系によって運ばれ堆積したと推定されるのに対し 後者は古長良川水系によって運ばれたと推定され それぞれ上流域火砕流の成分の差を反映していると考えた。（松葉1999;日本第四紀学会 演旨 P.12~13）

滋賀県貴生川の虫生野火山灰層の柱状図が藤原町鼎のKpmパミス火山灰層の柱状図に類似することを上記演旨でも述べた。更にその下位の 駒月火山灰層 迫火山灰層と組み合わせると 四日市市狭間町の GS鹿化川火山灰層 BD川島1火山灰層 Kpm川島2火山灰層の三大火山灰層のくみあわせと類似している。

東海層群中部の暮明テフロゾーンの時期には 亀山市池山付近を中心とする地塊の左まわり回転応力により 堆積盆が西へ移動した（松葉1998;地質学会講演要旨集p.249）

堆積盆の移動に伴う 歪みとして 滋賀県水口町から 四日市～桑名に連なる 撓曲帯を生じ それを境として 北側に 暮明堆積盆 南に 加佐登堆積盆とわかれ 堆積盆の安定域には薄い火山灰層もよく保存されるが 撓曲帯では 周縁相として 層厚の厚い基準火山灰層のみが堆積し 桑名市から四日市市にかけて GS・BD・Kpmの三大火山灰層が 層厚約30mの間にかさなって追跡される。

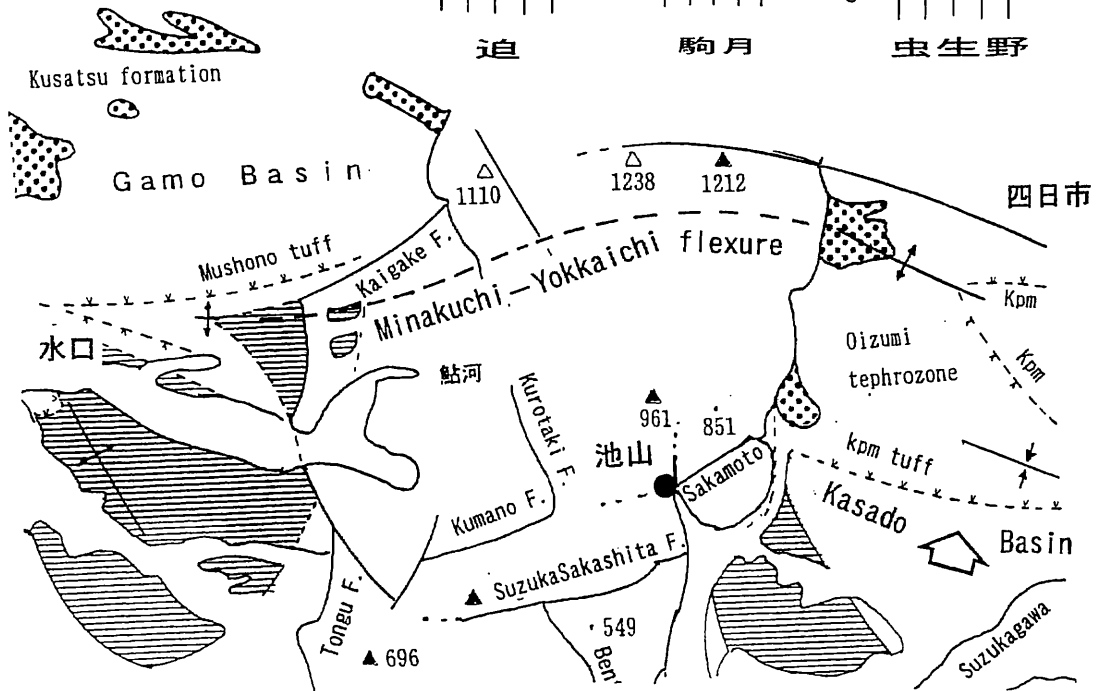
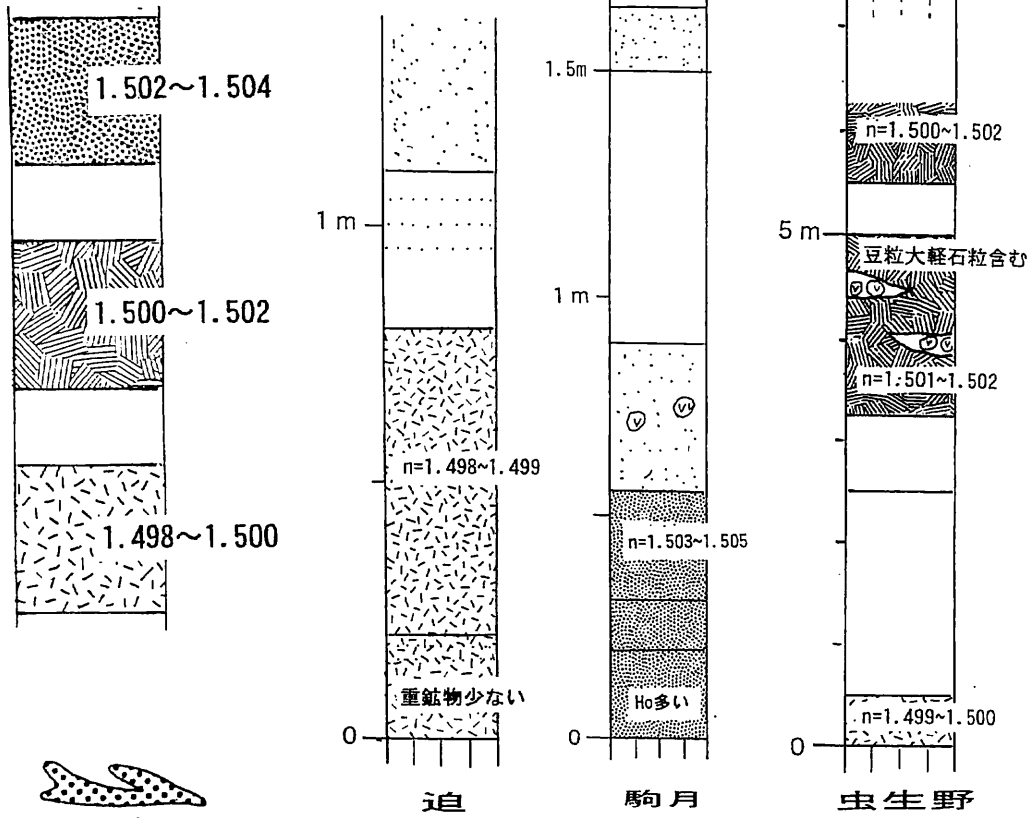
四日市市狭間町では Kpm川島2火山灰層は 古木曾川水系によってもたらされたと考えられるので 古長良川によって運ばれたとみられる藤原町鼎のKpmパミス火山灰層と 駒月火山灰層 迫火山灰層をくみあわせると 水口町の火山灰層のくみあわせと一致する。

市之原期には 湖東流紋岩主岩体は 礫を三重県側に供給し安定した岩体であったが堆積盆の移動後は西側の蒲生堆積盆との間のバリアとして存在することになった。藤原町から軽石粒が水口方向へ供給されるには どのような経路が考えられるか 御在所山図幅（原山他1989;地質調査所）によると 永源寺付近で 萱原溶結凝灰岩岩体が 横ずれ断層によって食い違い 愛知川は間を通り西へ流れる。愛知川水系の支流は 鈴鹿山脈中部の構造運動を反映し 複雑な流路をみせている。

愛知川水系の流路は 湖東流紋岩主岩体 鈴鹿花崗岩体の間を縫うように流れ 二つの岩体は 左まわりの応力をうけて回転しているようにみられる。そうした岩体の変異は暮明期に始まり 更新世前期～中期に鈴鹿山脈南部の隆起へ発展したと思われる。

水口～四日市撓曲は 隆起して 綿向山・雨乞岳・御在所山として東西に連なる山列に成長したと推定できる。愛知川水系が軽石粒供給経路を示唆しているように見える。

火山ガラス屈折率表示記号



古琵琶湖層中の藍鉄鉱

中野聰志 (滋賀大教育) ・ 藤本あゆみ (松原中) ・ 児玉秀之 (大津警察署) ・ 田賀隆一 (滋賀大教育)

Vivianite growth in the Kobiwako Group, Shiga Prefecture, Japan
NAKANO Satoshi, FUJIMOTO Ayumi, KODAMA Hideyuki and TAGA Ryuchi

藍鉄鉱の化学組成は $\text{Fe}^{+2}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ として表わされるが、場合によっては数%のマンガン (MnO) が含まれることが一般的に知られている。淡水性の泥質堆積物では良く見られる自生鉱物である。滋賀県下では、これまで古琵琶湖層中のもの (兼松、1953) と琵琶湖湖底のレキに付着した大型のもの (神保、1916) が報告されている。

私たちの最近の研究により、琵琶湖湖底堆積物中と古琵琶湖層中の藍鉄鉱について、これまでに知られていない産状と化学組成 (特にマンガン含有量) についてのいくつかの知見が明らかになった。

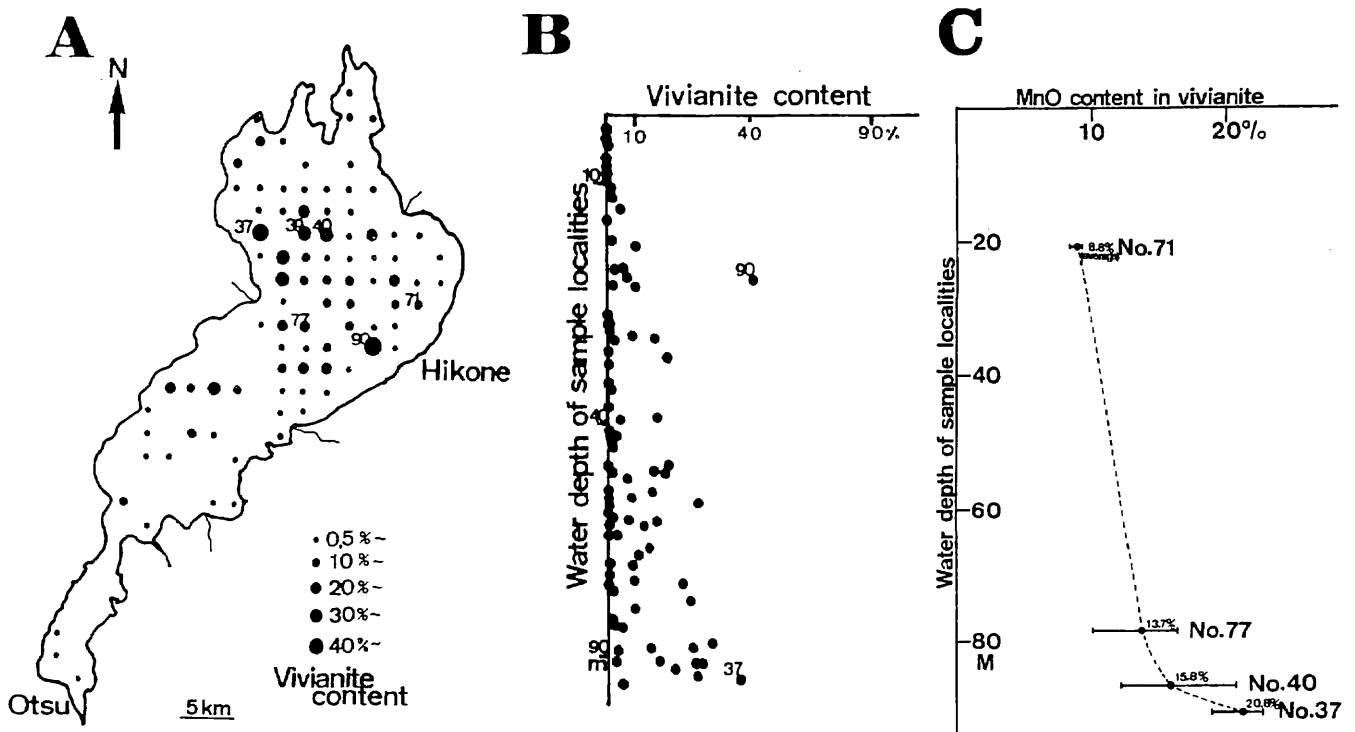
(1) 琵琶湖底での藍鉄鉱

現在の琵琶湖湖底泥質堆積物においては、フューカルペレット中で微細な藍鉄鉱結晶が成長している (Nakano, 1992)。藍鉄鉱の量は湖底の水深が深くなればなるほど増えるとともに、藍鉄鉱中に含まれているマンガン (MnO) 含有量が増し最大で約 2.3% (wt%) に達している (水深 9.3 m)。この事実、藍鉄鉱の結成過程ないしは固結過程での挙動言い換えれば安定性が明らかにされれば、藍鉄鉱のマンガン含有量が水深の指示者になりうることを示している。

(2) 日野町佐久良川河床粘土層中の藍鉄鉱

これまで、葡萄の房状の藍鉄鉱 (球顆状の柱状結晶集合体) と木片等を置換した藍鉄鉱が良く知られていた。それらに加えて、土状の藍鉄鉱の存在を確認した (鏡下で識別不可能な微細な結晶の集合体)。葡萄の房状のものを中心に MnO 含有量を調べたところ、最大約 6% 含んでいる場合があることが明らかになった (中野ほか、1998)。柱状結晶中での組成ゾーニングの成因が問題であるが、

(1) の事実からかなり浅い場所での生成・成長が推定できる。



(A) 琵琶湖底における藍鉄鉱含有量の水平分布図 (B) 琵琶湖底における藍鉄鉱含有量と水深との相関図 (C) 琵琶湖底藍鉄鉱中マンガン含有量と水深との相関図 (after Nakano (1992))

琵琶湖底泥ペレット中で成長している藍鉄鉱結晶 (M=メロシラ、S=スティファノディスクス、スケールは100ミクロン)



EPMAによる琵琶湖底・古琵琶湖層粘土層中藍鉄鉱の化学組成

	琵琶湖湖底試料 (北湖)		佐久良川河床試料		烏丸半島ボーリング試料	
SiO ₂	0.05	0.07	0.44	0.83	0.32	0.97
FeO	34.5	23.7	46.3	39.9	42.2	39.6
MnO	9.15	22.7	0.65	5.84	1.89	2.03
P ₂ O ₅	29.3	33.0	30.9	30.8	31.1	33.1
CaO	0.00	0.28	0.11	0.25	-	-
Total(wt%)	73.00	79.25	78.40	77.62	75.50	75.70
	Nakano (1992)		中野ほか (1998)		藤本・中野 (1999)	

(3) 烏丸半島琵琶湖博物館建設地学術ボーリング試料中の藍鉄鉱

量は少ないが、現琵琶湖底と同様にペレット中での藍鉄鉱結晶の存在が認められる(顕微鏡下)とともに、肉眼サイズの球顆状の藍鉄鉱結晶(数mm)の成長(柱状結晶集合体)が確認された。これらの化学組成を調べたところ、1~2%のMnOを含んでいることが明らかになった(藤本・中野、1999)。(1)の事実から、水深を外挿して推定するとその生成場所は非常に浅いことになる。

(4) その他の古琵琶湖層中の藍鉄鉱

現在、時代と水深の異なるいくつかの古琵琶湖層粘土層を対象に、現琵琶湖底のものと同様にペレットが認められるのか、またペレット中に藍鉄鉱が存在しているのはどのような粘土であるのか解析を進めている。これらの比較研究は、泥質堆積物の特性づけあるいは鉄とマンガンの地球化学的挙動の解明に資するものと考えられる。

参考文献

- 藤本あゆみ・中野聰志 (1999) 烏丸コア中の粘土鉱物組成・砂粒組成、琵琶湖博物館調査報告, 12, 121-130
- 神保小虎 (1916) 琵琶湖底の藍鉄鉱と褐鉄鉱, 地質学雑誌, 329
- 兼松四郎 (1953) 滋賀県下の藍鉄鉱について, 岩石鉱物鉱床学会誌, 47, 315-317
- 中野聰志・井本達也・児玉秀之・藤本あゆみ (1998) 古琵琶湖層粘土層中の藍鉄鉱, 滋賀大教育紀要(自然), 48, 31-42
- Nakano, S. (1992) Manganoan vivianite in the bottom sediments of Lake Biwa, Japan. Mineral. Journ., 16, 96-107

松葉の気孔にみる大気汚染

武蔵野實（京都教育大・教育）・依田真澄（長野中央ホーム）・長榮克和（龍谷大・理工）

Air pollution indicated by stoma of pine needle

M.Musashino, M.Yoda and K.Nagae

大気汚染の主な原因は、工場や自動車などから排出される窒素酸化物や硫黄酸化物と考えられているが、大気中にはその他様々な物質が浮遊しており、それらの空中浮遊物質も大気汚染に深く影響を及ぼしている。本研究では京都南東部の汚染環境の異なる 18 地点のマツ葉を採取し、マツ葉の気孔のつまり具合や葉の表面及び気孔内にある物質をエネルギー分散型 X 線マイクロアナライザーで調べ、大気汚染の状況を調査した。

試料はアカマツとクロマツのマツ葉で、大気にさらされていた時間がほぼ一定になるよう、マツ葉の最下部の長枝から、一年前の春に出てきた短枝を採取した。採集地点は汚染度の高いと思われる地点として①四条東大路（八坂神社前）、②四条川端、③東山五条、④藤森中学校前（名神高速下）、⑤国立病院前を選び、中間的な地点として⑥JR 藤森駅北側、⑦森林総合研究所（道路側）、⑧森林総合研究所（JR 奈良線横）を、さらに汚染度の低いと考えられる地点として⑨大谷祖廟、⑩高台寺、⑪清水寺、⑫稻荷山展望台、⑬稻荷山山頂、⑭伏見稻荷大社入口、⑮深草宝塔寺、⑯深草善福寺、⑰大学正門横、⑱伏見桃山城を選んだ。

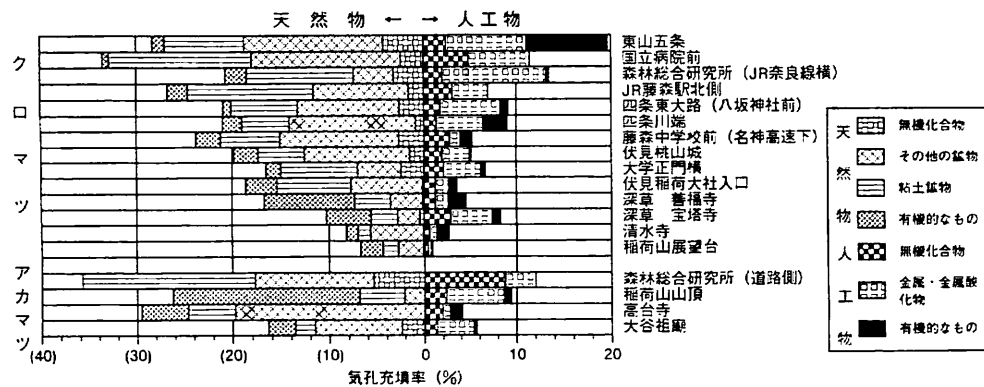
マツ葉の気孔のつまり具合：各地点につきマツ葉の気孔を 300 個観察し、充填物による気孔のつまり具合（充填物が気孔の断面積に占める割合）を 6 段階に分類し、同時に平均的な充填率を求めた。この検討過程でアカマツとクロマツとで気孔のつまり具合には有為の差があり、気孔および周辺部の形状の違いからアカマツの方が約 2 倍ほど充填率が高いことが判明した。

クロマツの充填率では高い方より③47.9% ⑤45.0% ⑧34.2% ⑥33.7% ①30.1% ②30.1% ④29.0% ⑱25.0% ⑰23.2% ⑭22.2% ⑯21.3% ⑮18.6% ⑪10.8% ⑫7.6%であり、アカマツの充填率では⑦47.8% ⑬25.7% ⑩33.7% ⑨22.1%であった。

大気汚染について考える場合、天然に存在している物質ではなく、人為的にもたらされた人工物について検討する必要がある。そこでエネルギー分散型 X 線マイクロアナライザーにより充填物質の組成を求め、推定される物質を天然物について有機物、粘土鉱物、その他の鉱物、無機化合物に分け、人工物を有機的なもの、金属及びその酸化物、無機化合物に分けた。ただしここで無機化合物としたものは、天然物・人工物いずれに属させるかはやや人為的で問題が残っている。

天然物、人工物それぞれについての気孔充填率をまとめて下図に示す。

東山五条のなど交通量の多い地点や鉄道近くの地点では、明らかに人工物充填率が高くなっている。また、金属及びその酸化物、有機的なものの占める割合も、この地点で高くなっている。このことから、電車や自動車などの移動によって大気中に巻き上げられた塵や煤塵、鉄粉などが、空中浮遊物質による大気汚染の主な原因ということが分かる。



知多半島礫ヶ浦の中新統中深海成層に見られるセイスマイト・ツナミアイト サクセッション

志岐常正・山崎貞治（大阪教育大）・山岡雅俊（東中学）

Seismitite - tsunamiite succession developed in the Miocene upper bathyal sediments, Tsubutegaura, Chita Peninsula, Japan.

Tsunemasa Shiki, Teiji Yamazaki (Osaka Kyoiku University), Masatoshi Yamaoka (Azuma Junior High School)

知多半島礫ヶ浦に各種のセイスマイト（地震に関係する堆積物）や礫質・砂質ツナミアイト（津波に関係する堆積物）が発達する。それらの化石相、岩相、層序などは、下記のように、従来我々が礫質堆積物について述べてきたこと、すなわち津波の引き波による運搬・堆積物であるとする考えを支持する。

*すでに報告したツナミアイト礫岩からは、木片の他に、サメの歯、鯨類の骨片、セイウチ科動物の大菱形骨など、いずれも死後海底にあったと思われる化石（岡崎 1984, 甲能 1990）や、礫に基部が付着した八放サンゴ亜綱海場目の化石（蜂谷 1993）などが発見されている。

従来、山岡ら東海化石研究会によって報告・記載されてきた "礫ヶ浦産化石" は、ほとんどすべて礫ヶ浦の一角の、層位的には最上部にあたる複数枚の砂質層（1 図）から産出したものである。海底の礫や甲殻類に付着して生活する二枚貝や、同じく付着性の腕足類、泥に潜って生活するウニ類などが多産すること、やや浅い海底に生息域をもつ群集の構成要素をほとんど含まないことなどは、師崎層群に卓越する暴風性タービダイトとは著しく異なる。またこの層は、乱流的動きを示す構造の異常な発達や、多数の大きなリップアップクラストによって特徴づけられる（2 図）。これらの諸点から、この砂質層もやはりツナミアイトであると見なされる。

他の砂層や、静穏時の堆積物と見なされるシルト岩はほとんど化石を産しないが、上記含化石砂岩層には含まれるシルト岩からは、漸深海性のヒトデが採取されている。

*他の砂層にもツナミアイトと考えられるものがある。たとえば、巨大な（径数 10cm～1m）リップアップクラストを含むもの、反砂堆が発達する層などが挙げられる。

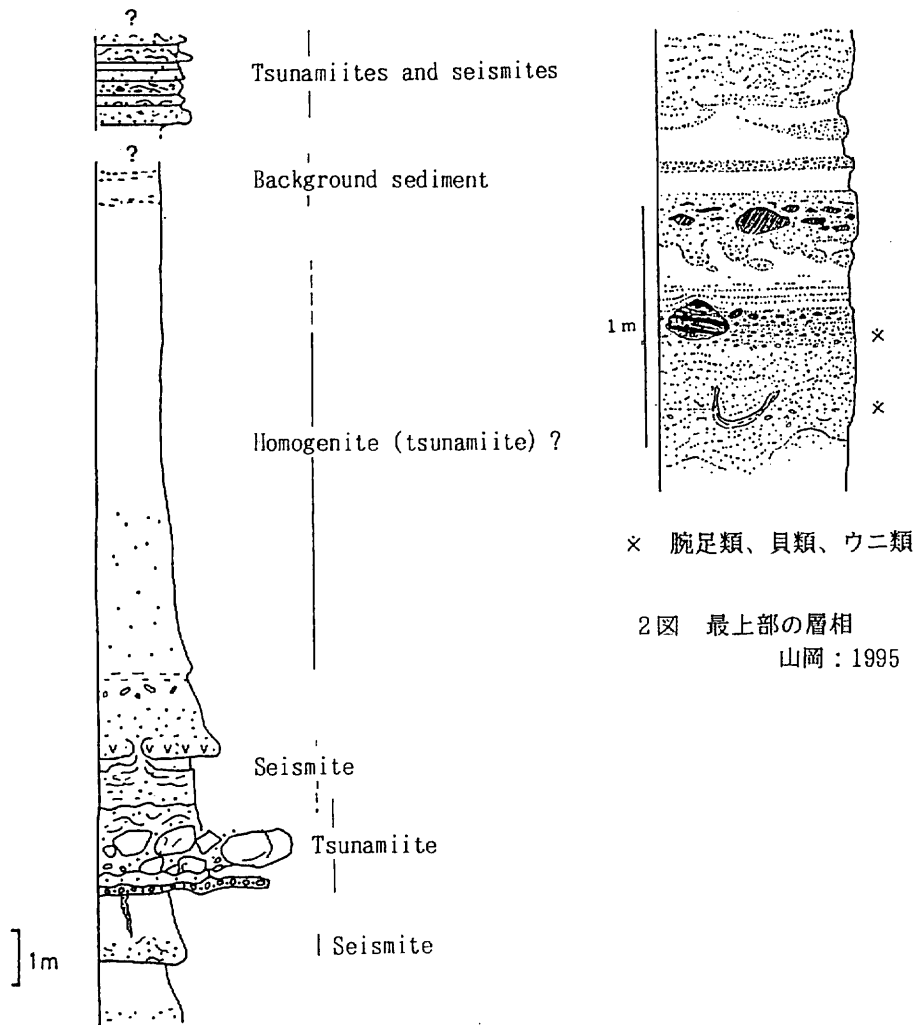
*他方、多くの層準に砂～粗粒シルト層の流動化が見られる。かつて単に津波

起源の激しい流れを示すと見なされた砂層の構造についても、地震による流動、あるいはその影響の重なりを検討せねばならない場合がある。

*この海岸に3種類の碎屑岩脈が発達する。最も大規模なものは一对の共役の割れ目を充填している。他の一種はかつて津波の通過による diastasis crack とされたものであるが、地震波による形成が考えられる。この2種いずれの割れ目にも、すぐ上を流れてきたと思われるツナミアイト礫や砂が落ち込んでいる。後者の砂岩脈の一つには *Turritella* sp. が見いだされた。

第3の碎屑岩脈は流動化し、上位の凝灰質砂岩を割って噴砂したものである。

これら3種類の碎屑岩脈については、山崎・志岐により別にやや詳しく報告される。



1 図 一般的層序を示す柱状図 磯ヶ浦

2 図 最上部の層相
山岡：1995

知多半島中新統の Seismite, Tsunamiite に伴う三種類の碎屑岩岩脈

山崎貞治（大阪教育大）・志岐常正

Three type clastic dikes, related to Miocene seismite and tsunamiite, Chita peninsula.

T. Yamazaki and T. Shiki

愛知県知多半島に分布する第三系師崎層群中には地震・津波性堆積物が存在し、それに関連して下記のような三種類の碎屑岩岩脈群が認められる。即ち (1) 共役的割れ目を充填した碎屑岩岩脈群。(2) 海底にできた地割れを充填した碎屑岩岩脈群。(3) 液状化した砂が上の地層中に貫入した碎屑岩岩脈群である。

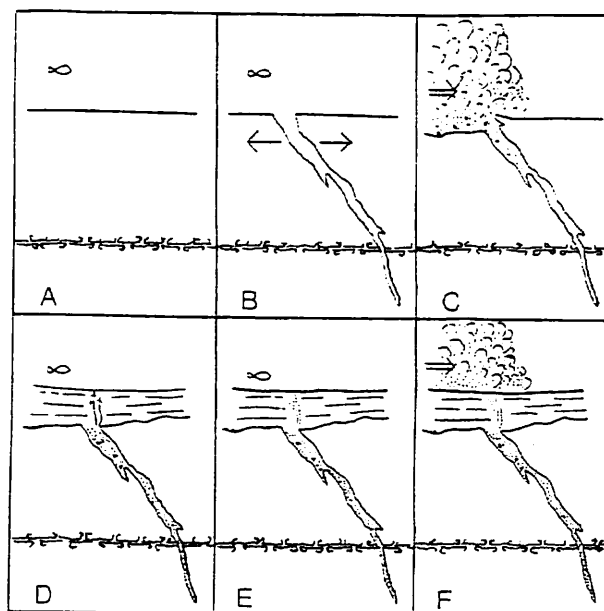
(1) は津波堆積物のすぐ下の堆積物中の割れ目を充填した含礫砂質碎屑岩岩脈である。岩脈の最大幅約 20cm、水平面での長さ数m に及ぶ。地層の傾斜を 0 に補正すると、この岩脈群は $N20^{\circ} W 80^{\circ} E$ と $N69^{\circ} W 75^{\circ} N$ の共役的方位をもち、その交角約 48° で $N42^{\circ} W$ の最大圧縮応力によってできた地層内割れ目を充填したものである。この最大圧縮応力の方位は津波の原因となった地震のおこった構造的力学場の方位を反映しているものと思われる。

(2) の碎屑岩岩脈群は津波堆積物の堆積当時の海底に津波発生に先立つ地震によってできた地割れを津波堆積物が充填してできたものと考えられ、含礫砂質碎屑岩岩脈である。この地割れは津波発生直前の地震による最大圧縮応力に垂直な方向に海底が割れたものであり、地震波 P 波の伝播方向と密接な関係にあると思われる。この岩脈群は津波堆積物の直下から下へ延び、時には分岐しながらも、下方へ向けて細くなり、やがて尖滅する。岩脈の幅は津波堆積物の直下で一番広く、最大 20 cm 位である。岩脈の平面的な長さは露頭の関係でわからないが、垂直方向へは数十 cm から 2 m 近くに達する。この地割れは一定の方向性をもっており、岩脈の方位をステレオ網に投影すると、その極が 2 つの交差する大円上に点示される。1 つは $N35^{\circ} E 34^{\circ} SE$ の点を極とする大円であり、もう 1 つは $N35^{\circ} E 77^{\circ} NW$ の点を極とする大円である。この 2 つの大円の交角は約 70° である。この 2 つの大円の交わる中心の方向はこの時の P 波の伝播方向を強く示唆しており、この時の地震の震源は南東方向 $N53^{\circ} E$ で伏角 69° の直下型地震であったことを示唆している。この震源方向は (1) の岩脈群が示している構造的応力場の方向とよく調和している。この岩脈群の上端からは脱水作用によるピラー構造が津波堆積物中に延びている。このピラー

構造は津波堆積物を覆う薄い泥層は擾乱しておらず、津波の原因となった本震の発生後、間もなくして余震のあったことを示している。また余震の存在は津波堆積物中の砂粒が一部分液状化し、その下の泥質堆積物の中へ拡散、浸透している様子からもうかがえる。

(3) の岩脈群は津波堆積物の少し上の層準に見られるものである。地震により砂層が擾乱されて液状化し、その上の地層中に貫入したものである。岩脈の幅は最大 20 cm 程度であり、岩脈となっている碎屑物を供給した砂岩層に接する部分で一番幅広く、上へ向かって細くなる。岩脈群の貫入方位は一定しておらず、網状に貫入している。この岩脈群は津波堆積物の堆積後の地震によるものであり、津波の起因となった地震とは別の事変によるものである。

(2) の岩脈群と津波堆積物、およびその直下の泥層の中にある揺変性（チキソトロピック）構造を総合すると、津波堆積物の堆積した前後での下記のような一連の事件が地層中から読みとれる。即ち前震による海底の揺乱と揺変性構造の形成。南東方向で発生した直下型大地震による海底地割れの発生。それに引き続く津波の引き波による堆（バンク）や浅海域からの砂礫の運搬による津波堆積物の形成とそれによる地割れの充填、碎屑岩岩脈の形成。余震による脱水によりピラー構造の形成。静かな海域の復元と沈降する泥による津波堆積物の被覆などである。



Successive events of earthquake and tsunami. A; Thixotropic deformation by preshock. B; Sea floor fissuring by main shock. C; Successive tsunami and infilling of fissure. D; Dewatering by after shock. E; Deposition of mud drape. F; Turbidity current by next event.

新しい小断層解析法

山路 敦 (京大・理)

A new technique for paleostress measurement using mesoscale faults

A. Yamaji

わが国における小断層解析は 1960 年代以来、主に共役断層の認定にもとづく方法(以下、共役断層法)によって行われてきた。しかし、その前提たる Coulomb-Navier の破壊基準は軸性応力という特殊な応力状態でしか成り立たないということが、70 年代以降に明らかになってきた。したがって、わが国でこれまで小断層解析によって推定されていた古応力場は、ほとんどすべて間違っているおそれがある。ほとんど全国が、小断層解析にとって処女地に逆戻りしたわけである。

真の三軸応力試験によると、破壊の臨界応力こそ Coulomb-Navier の破壊基準が予言する値とたかだか 20%程度しか変わらないものの(Mogi, *Tectonophys.*, 1972), 発生する断層の方向はまったく違ったものになるのである(Reches & Dieterich, *Tectonophys.*, 1983)。共役断層は一般の応力状態では発生しない。また、多数の小断層をふくむ岩体は、それらの断層の動きによって、巨視的には塑性変形するとみなすことができる。三軸応力によって生ずる岩体の巨視的変形は 3 次元であるはずだ。ところが共役断層しか発生しないなら、 σ_2 軸に直交する面上の平面歪みしか生じない。脆性領域であっても歪みは一般には 3 次元であるはずである。こうしたことから Coulomb-Navier の破壊基準が一般には成り立たないことがわかる。

実はこうした知見を前提とした小断層解析は、海外では 1980 年頃から実用化されていたのである(Angelier, *Tectonophys.*, 1979)。断層面に作用する剪断応力の方向に、その断層がすべるということを前提にして、観察した断層群の動きを最もうまく説明する応力テンソルをインバージョンによって決定するという方法である。この方法は、軸性応力のときには、共役断層法と同じ結果になる。筆者らはインバージョンによる小断層解析を房総半島の上総一宮付近で行ったが(三野・山路, 地質雑, 1999), その結果、複数の応力状態を記録している小断層群を、従来のインバージョンはうまく処理できないことがわかった。応力を分離できないのである。そこで新たに多重逆解法という手法を開発し、複数の応力状態を分離することに成功した(山路, 構造地質, 1999; Yamaji, *J. Struct. Geol.*, 2000a)。この方法によって、これまで見つかっていなかった応力場の転換を検出することができた(Yamaji, *J. Struct. Geol.*, 2000b)。ちょうどフィリピン海プレートが運動方向を変えたと思われる時期の転換にである。多重逆解法を使えば、これまで信じられてきた応力場変遷史を一新する可能性がある。様々な地域で、もう一度小断層解析をやってみる価値がある。

近畿地方で新たに確認された白亜紀アダカイト質花こう岩

貴治康夫（大阪府立箕面東高等学校）・村田 守（鳴門教育大学・自然系）

Some Cretaceous granitic rocks with adakite-like chemical compositions in the Kinki district, SW Japan.

M. Kiji and M. Murata

丹波帯中央部に点在する花こう岩質岩体は、K-Ar 角閃石年代が約100Maを示すこと（貴治ほか, 1995）、主岩相の化学組成がアダカイト的特徴（Defant et al., 1991）を示すこと（Murata et al., 1999; 貴治ほか, 1999）など火成活動の時期、化学的特徴ともに周辺地域の露出規模の大きな花こう岩質岩体とは異なる（以下、この特異な花こう岩類を丹波花こう岩質岩類とよぶ）。我々は丹波花こう岩質岩類に対比可能な岩体の分布を把握することが、西南日本内帯の白亜紀火成活動の成因を解明するうえで重要であると考え、地域を広げて小規模花こう岩質岩体の主岩相（トータル岩～花こう閃緑岩）の化学分析を行っている。今回、新たに3つの岩体から得た試料（Fig.1）がアダカイト質の特徴を示すことを見出した。

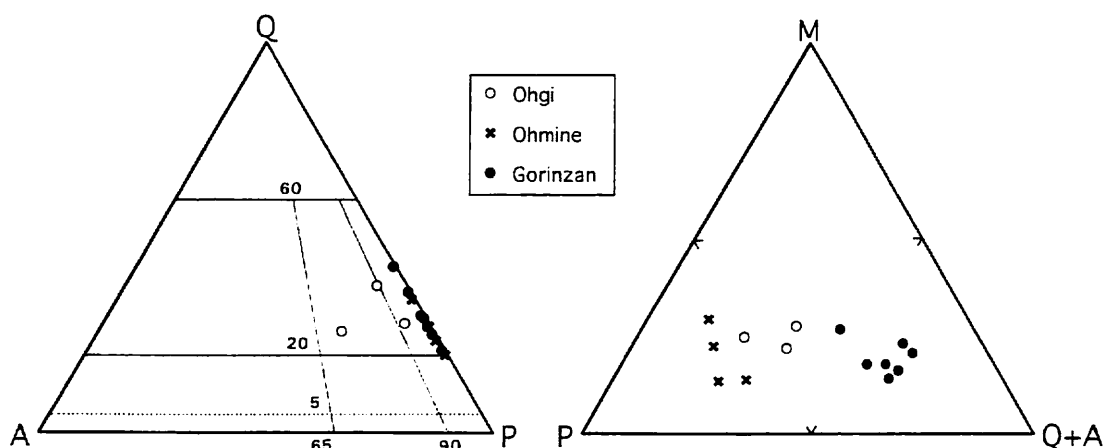


Fig.1 Ternary diagrams showing modes of the granitic rocks from 3 intrusive masses. Classification after IUGS(1973).

検討した岩体は丹波帯中央部周辺の仰木、霊仙、法貴、茨木（能勢）と領家帯北縁部（中島, 1960）の大峰、御林山、琵琶湖南部の田上花こう岩体近傍の観音寺および神戸市鶴甲北方の道路沿いに露出する土橋石英閃緑岩の8岩体である。なお、土橋石英閃緑岩は六甲花こう岩内部の巨大な捕獲岩と考えられている（笠間, 1968）。これらの岩体は地質および年代データから白亜紀の火成活動の産物であると考えられる。

観音寺岩体を除く各岩体を代表する21試料について鳴門教育大学の蛍光x線分析装置により全岩化学分析を行った。その結果を田結庄（1971, 1974, 1984）、笠間（1968）、琵琶湖基盤地質研究会（1994）の分析値と併せて検討した。これらの

試料のSiO₂ は55-67wt%であり，丹波花こう岩質岩類の示す範囲とほぼ一致する。Ca-Na-K（原子比）三角図では仰木，観音寺，土橋，大峰，御林山の5岩体から得た試料の大部分が始生代のTrondhjemite, tonalite, and dacite (TTD) の領域 (Defant and Drummond, 1993) に入る (Fig.2)。微量元素による花こう岩形成場の判別図 (Pearce et al., 1984) では，検討試料は全て火山弧型花こう岩の領域に入る。

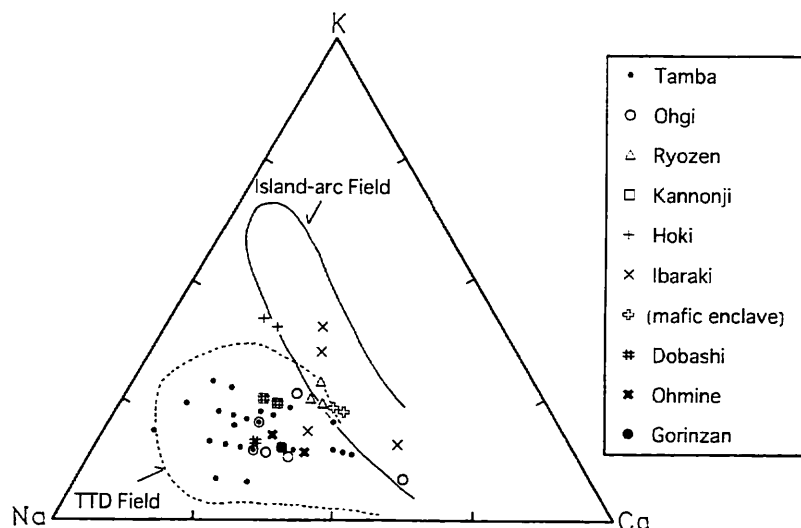


Fig.2 Atomic Ca-Na-K ternary plot. TTD field encompasses all Archean trondhjemites, tonalites, and dacites believed to be partial melt products of metabasalt.

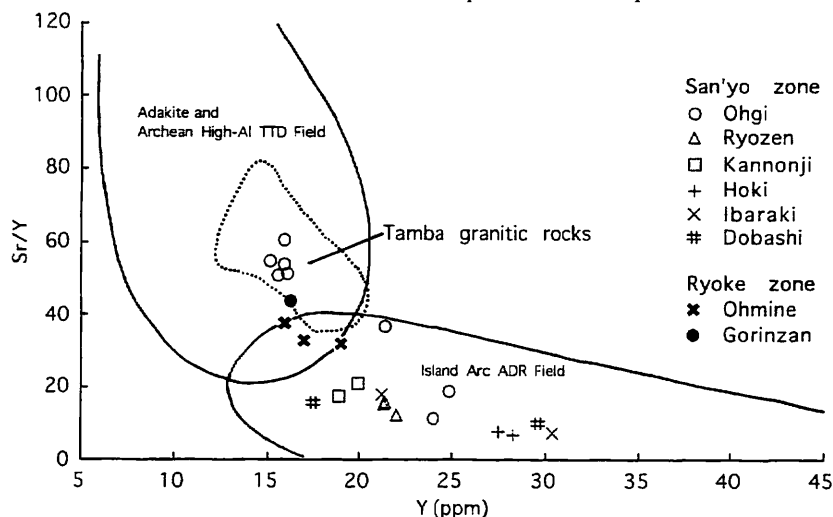


Fig.3 Graph of Sr/Y vs. Y for the granitic rocks.

仰木，大峰，御林山の3岩体の試料はSrに富み，Sr/YとY含有量との関係図でアダカイトの領域に入る (Fig.3)。これらの試料に含まれるMgOは1.75-3.59wt%，CrおよびNiはそれぞれ12-96ppmと6-33ppmであり，丹波花こう岩質岩類と同様，典型的なアダカイト (Defant and Drummond, 1990; Defant et al., 1991) よりも高い値を示す。仰木岩体は丹波花こう岩質岩類とともに，山陽帯に位置し，大峰，御林山岩体が露出する領家帯北縁部とは南北距離にして約40km離れている。今回の検討では前者のグループが後者よりもSrに富む傾向が認められた。

丹波帯篠山地域のペルム紀層状チャートの放散虫生層序

山中雅之 (大阪市大・理)

Biostratigraphic study of Permian radiolarians in bedded
chert sequence of the Tamba Terren

M. Yamanaka (Osaka City Univ.)

層状チャートは陸源性碎屑物の供給されないような遠洋域で形成されたと考えられており、層状チャートに多量に含まれる放散虫を海洋古環境を知る手がかりとしようとする研究が進められている。発表者は兵庫県多紀郡篠山町藤岡奥において、II型地層群の砂質泥岩中に含まれる赤色層状チャート岩体(層厚約16m)より産出した保存良好なペルム紀の放散虫化石Albaillellariaの形態学的研究から古海洋環境の変遷の推察を試みるにあたって、その基本となるこのチャートの堆積した年代を明らかにする必要があり、より細かい層序区分を行った。

今回層状チャートを下位から1枚ずつ318サンプルを採取した。本セクション大部分が単層の厚さ2~5cmの赤色チャートで構成されている。しかし単層の厚さが10cmを超えるものや灰色を呈すものがある。これら色調や層厚の変化による産出化石の差異は見られず、Albaillellaria, Spumellareaや海綿骨針が産出する。Ishiga and Imoto(1980)は本セクションをPseudoalbaillella群集帯、Follicucullus群集帯に区分したが、本研究ではPseudoalbaillella群集帯において多産する3種(Ps. lomentaria・Ps. scalprata・Ps. rombothoracata)の初産出層準を設定し、これに基づいてPs. simplex帯・Ps. lomentaria帯・Ps. scalprata帯・Ps. rombothoracata帯の4つの化石帯(Interval zone)に区分した。Ishiga(1986)との比較から、Ps. simplex帯からPs. rombothoracata帯はPs. u-forma morphotype II群集帯からPs. scalprata morphotype rombothracata群集帯までに相当し、この年代はペルム紀古世アッセリアンに、Follicucullus群集帯はペルム紀新世ウージアピンギアンにあたることが確認された。本セクションは断層などは見られず、露頭観察において層序が一見連続整合に見えるが、Ps. rombothoracata帯とFo. scholasticus帯との間には中部ペルム系が欠如している。これは、堆積環境の変化によってチャートが堆積しなかったか、堆積後になんらかの作用により中部ペルム系が削剥されたためと考えられる。

また、上限下限の明らかなPs. lomentaria帯とPs. scalprata帯の年代幅と層厚からこの地域の層状チャートの堆積速度を概算すると、この地域の層状チャートの堆積速度は2~3mm/千年と見積もられる。

西原ちさと (大阪市立大・理)

Diversity of Middle Jurassic radiolarian assemblages from the manganese nodules of Unuma, Gifu Prefecture

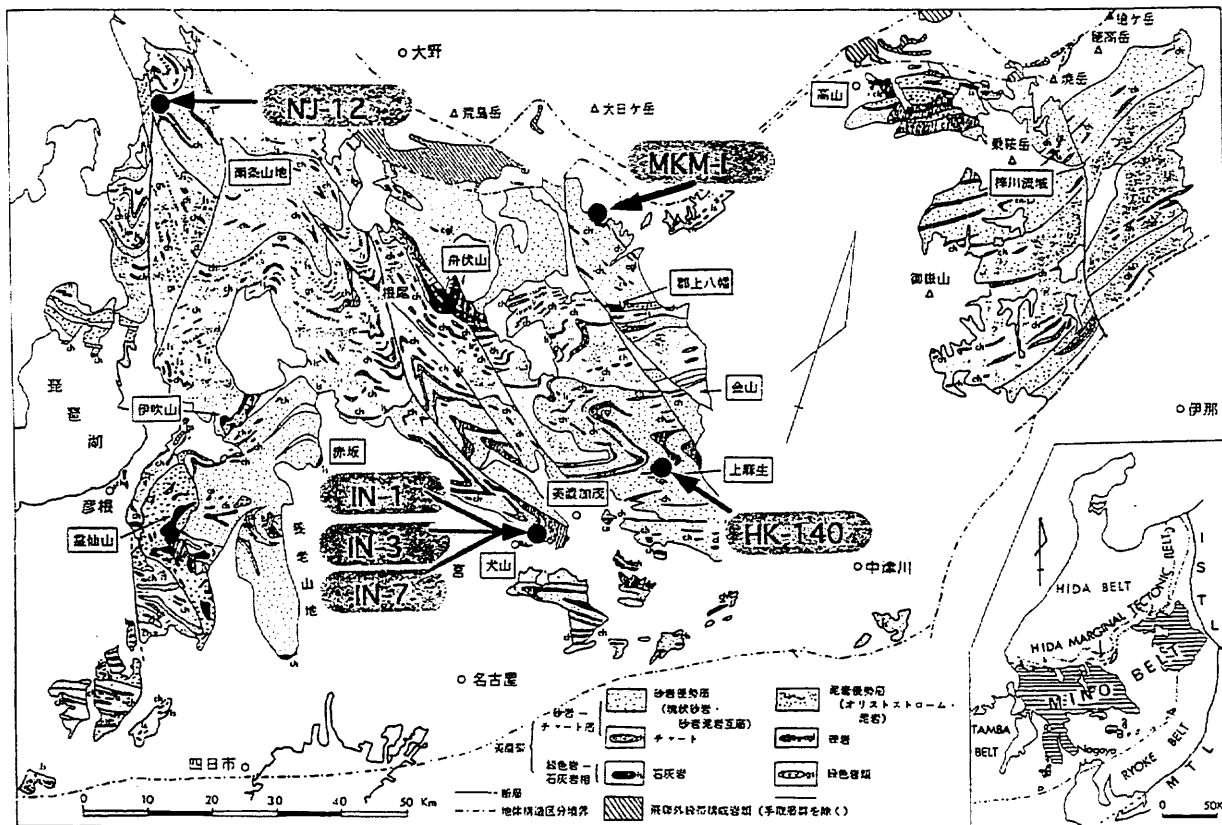
NISHIHARA, Chisato

岐阜県各務原市鵜沼の木曾川川岸の珪質泥岩に含まれているマンガンマイクロノジュールには、保存が良く多種からなるジュラ紀中世の放射虫化石群集が知られている(八尾, 1997)。連続した層序断面である鵜沼セクションの下位から上位へIN-7・IN-3・IN-1の試料(Yao, 1972)を酸処理し、得られた放射虫化石群集の中から形態的に異なるもの1300-2300個体を抽出し、SEMで種を同定した。その結果、IN-7において439種・IN-3で294種・IN-1で428種を識別した。3層準の化石群集は、Matsuoka(1995)のCodeJR4のTricolocapsa plicarum帯の中部にあたる。化石年代は、Baumgartner(1995)のUAzone1にもとづき、IN-7とIN-3がUAzone4のlate Bajocianに、IN-1がUAzone4から5のearly Bathonianと判断される。放射虫化石群集は遺骸群集と考えられるので、ほぼ同時代としてIN-7からIN-1までは、およそ300万年間と考えられる。なお、IN-7とIN-3の層準間は約19mで、IN-3とIN-1の層準間は約8mであり、海溝に近い半遠洋の低緯度域で堆積していたと考えられている珪質泥岩の堆積速度と調和的である。

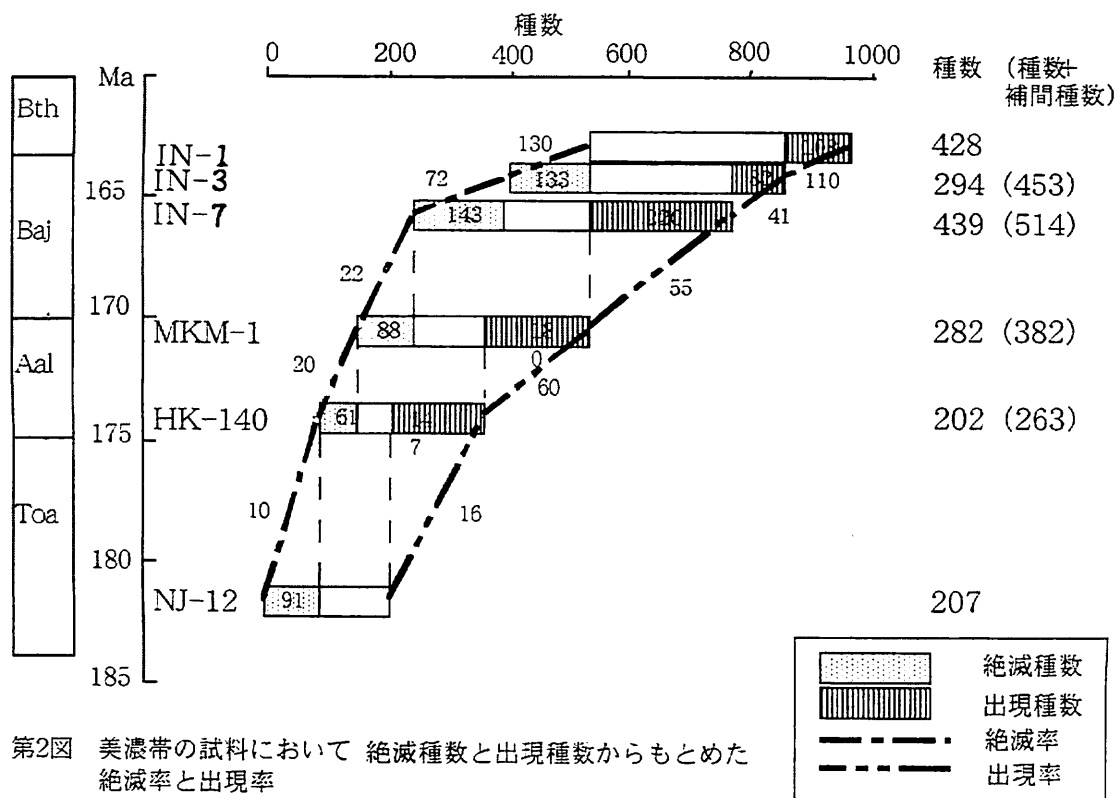
美濃帯の珪質泥岩やチャートに含まれる放射虫化石は、1試料につき一般に数十種が識別され、100種を超えることは少ない。多い例では、桑原・八尾(1998)が美濃帯の郡上八幡の層状チャートからペルム紀新世の放射虫化石約100種を報告した。また、荒川(1998)は本研究とおなじジュラ紀中世に足尾帯葛生のマンガンノジュールから300種以上の報告をした。さらに、Matsuoka(1998)は白亜紀古世のマリアナ海溝堆積物から約400種を報告した。西村・山内(1984)は南海トラフの現世の深海底質に含まれる遺骸群集である232種を報告した。鵜沼の放射虫化石群集の種数は400種を超えていることから特に多い。

3層準の放射虫化石群集は、球状のSpumellariaで約50属・塔状のNassellariaで約50属におよび、HaliommaとUnumaとParahsuumに属する種数が多いことで特徴づけられる。また、Spumellariaでは真球状が、Nassellariaでは紡錐形と円錐型の形態を持つ種数が多いが、他にも多様な形態を示している。

Bartolini et al.(1999)はイタリアのジュラ紀中世～新世の珪質石灰岩から産出した放射虫化石を検討し、Spumellaria/Nassellaria(S/N)と炭素の安定同位体比の増加に相関があるとした。さらに炭素の安定同位体比の増加が表層海水の生物生産性の増加を示し、ジュラ紀中世の放射虫化石群集に多様化が起きていると指摘した。この研究と鵜沼におけるS/Nは同様の傾向を示している。現世の低緯度の暖かい海には放射虫が多く棲んでおり、熱帯の表層で暖水種、深層で冷水種が棲み分けしているため多種の群集となっている。同様に、ジュラ紀中世の鵜沼の放射虫群集が存在したパンサラッサ海においても多様化していたことがわかった。



第1図 美濃帯におけるマンガンマイクロジュール試料採集地点 八尾 (1997) を修正



第2図 美濃帯の試料において 絶滅種数と出現種数から求めた 絶滅率と出現率 MKM-1・HK-140・NJ-12の試料; 八尾 (1997)

ジュラ紀中世～新世の付加体砂岩組成－内帯と外帯のモード組成比較－

楠利夫(同志社中学校)

Sandstone compositions of the Middle to Late Jurassic in Japan

－ a comparison of sandstone petrography between the Inner Zone and Outer Zone －

Toshio Kusunoki (Doshisha Junior High School)

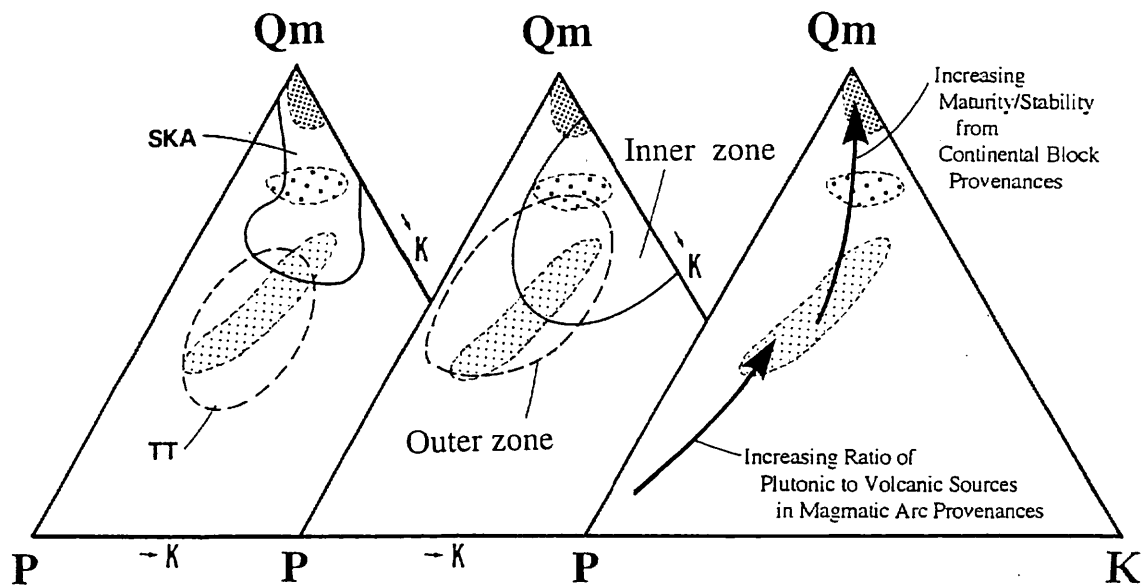
砂岩のモード組成を比較する上での組成と粒度の関係、Gazzi-Dickinson 法と伝統的方法の相違点と三角ダイアグラムにおける類似点と基礎的問題について、Ingersoll *et al.* (1984), Zuffa (1985) や公文ほか (1992) を引用しながら紹介した。そして、公文ほか (1992) の標準砂岩試料によるモード組成の検討データから作図すると、Gazzi-Dickinson 法による Qm-P-K 図と伝統的方法による Q-P-K 図とは、平均値でほとんど重なることを指摘した。このことから、カウント方法の異なる砂岩組成の比較では、物理・化学的に不安定な岩片を含まない Qm-P-K 図 (Q-P-K 図) がある面で有効であることを示した。

付加体砂岩のモード組成は、上述の両測定法においても共に、内帯砂岩は石英質であり、外帯砂岩は内帯砂岩より斜長石質である。特に、Gazzi-Dickinson 法による Qm-P-K 図では、やや異なっている (第 1 図)。また、外帯の付加体砂岩の一部には、ジュラ紀中世～新世の浅海から汽水の手取層群の砂岩に類似する組成のものが認められる。

付加体砂岩の全岩化学分析*による K_2O/Na_2O-SiO_2 図では、内帯と外帯で分布域に顕著な差が認められる。これは、砂岩の全岩化学分析の試料に基質を含むため、結果的に内帯と外帯でグラフの分布領域に明瞭な異なりを生じさせたと考えられる。砂岩の基質には、通常 $30 \mu m$ または $20 \mu m$ 以下の細粒な岩片粒子を含んでいる。岩片は耐久性が低く運搬過程で容易に細粒化したり、やや大きい粒子でも続成過程で基質化 (pseudomatrix) する事が知られている (Dickinson, 1970)。 K_2O/Na_2O-SiO_2 図では、これらの基質化した岩片のために三角ダイアグラムより明瞭な異なりを生じたのであろう。また、外帯の砂岩には手取層群の化学組成比に類似するものも一部に認められる。

以上の結果と楠 (1999) から、内帯と外帯の各砂岩組成の特徴と浅海～汽水の砂岩との比較についてまとめた (第 1 表)。

*分析データの一部は、1989 年～1991 年に実施された総合研究(A)「変動帯の砂岩－日本列島を例にして－」(研究者代表 君波和雄、課題番号: 63302019) において分析され、公開されたものの一部を利用した。



CONTINENTAL BLOCK

■ : CRATON INTERIOR

□ : TRANSITIONAL CONTINENTAL

▨ : BASEMENT UPLIFT

第1図 ”石英長石質”砂岩を主とする造構場識別図. SKA: 南部北上帯・阿武隈帯に分布するジュラ紀中世後期～新世の汽水から浅海の砂岩組成分布範囲. TT: 飛騨帯・飛騨外縁帯に分布するジュラ紀中世後期～新世の手取層群の砂岩組成分布範囲. 三角ダイアグラム内の区分は, Dickinson (1985) による. Qm: 単結晶石英、P: 斜長石、K: カリ長石

第1表 ジュラ紀中世後期～新世の砂岩組成の区分と特徴.

	汽水～浅海		付加体	
	飛騨帯・飛騨外縁帯の手取層群の砂岩 (TT)	南部北上・阿武隈帯の砂岩 (SKA)	内帯砂岩	外帯砂岩
堆積環境	河川～海成デルタ	河川～海成デルタ	深海底	
産出する植物化石群の生育環境、地理的位置 (Kimura (1987) による)	手取植物群	頰石植物群	/	/
	温暖で適湿	高温で乾燥		
	シベリアから中国東北部	中国南部から東南アジア		
砂岩組成	石英長石質で7%コ-ス質	石英長石質で準石英質～石英質	石英長石質で準石英質	石英長石質でやや長石質
造構場	Dickinson (1985) による	基盤の上昇	大陸内部～中間的大陸	
	公文ほか(1982) による	火山活動の再開した成熟火成弧	削刺された火成弧	火山活動の再開した成熟火成弧
	Bhatia(1983) による	活発な大陸縁辺	不活発な大陸縁辺	活発～不活発な大陸縁辺
砂岩の類似関係	外帯の付加体砂岩に一部類似	内帯の付加体砂岩に酷似	南部北上帯、阿武隈帯の砂岩に酷似	手取層群の砂岩に一部類似

紀伊半島東部の秩父帯西半部における
チャート碎屑岩シークエンスからなるジュラ紀付加体

柏木健司 (大阪市立大学理学部)

Jurassic accretionary complex characterized by chert-clastics sequence
of the Chichibu Terrane in the eastern Kii Peninsula, Southwest Japan.

Kenji KASHIWAGI (Osaka City Univ.)

1. はじめに 紀伊半島東部の秩父帯 (ジュラ紀～白亜紀古世付加体) のうち、その西半部に位置する宮川村から大内山村周辺 (宮川-大内山地域) では、松田 (1984) により詳細な岩相分布図が報告されている。松田 (1984) は、秩父帯を岩相の顕著な違いに着目して、北側の“秩父帯” (秩父北帯) と南側の“三宝山帯” (秩父南帯) に区分している。柏木 (1999) は上記地域について再検討を行い、松田 (1984) の“秩父帯”をコンプレックスⅠ, “三宝山帯”の大部分をコンプレックスⅡと称した。

本講演では、三重県宮川村の宮川貯水池周辺から大内山村唐子川付近に分布するコンプレックスⅡについて、岩相・地質構造および放散虫化石年代を報告する。

2. 地質概要 野外調査では、大内山村犬戻峡付近から唐子川周辺までの東西約 6km, 南北約 2km の地域で岩相分布図の作成を行い、宮川貯水池周辺ではルート沿いに調査を行った。また、多地点の細粒碎屑岩から放散虫化石の抽出を試みた。

コンプレックスⅡは、珪質粘土岩層、層状チャート層、酸性凝灰岩層、珪質泥岩層、および陸源性碎屑岩層から構成される。各岩相の層理面や岩相境界の走向傾斜、および岩相分布より、西南西-東北東走向で北に低～高角度に傾斜する地質構造を呈する。各岩相の放散虫化石年代は、チャートが三疊紀中世～ジュラ紀古世後期 (Tc 下半部, Ps ; 以下, カッコ内は確認した放散虫化石帯を示す), 酸性凝灰岩がジュラ紀中世前期～中期 (Lj 最上部～Tp), 珪質泥岩がジュラ紀中世中期 (Tp～Tc 下半部), 陸源性碎屑岩類がジュラ紀中世後期～新世前期 (Tc～Ss) に位置付けられる (化石帯は松岡, 1996 による)。珪質粘土岩からは年代決定に有効な化石を得ることができなかったが、他地域の放散虫およびコノドント化石データより三疊紀古世と考えられる。

放散虫化石年代に基づけば、層序的に下位から珪質粘土岩層、層状チャート層、酸性凝灰岩層、珪質泥岩層、および陸源性碎屑岩層の累重関係が推定できる。ただし、野外で観察される各岩相間のほとんどは断層を介して接しており、宮川貯水池沿いの 1 地点でのみ珪質泥岩層と陸源性の泥岩層との整合関係が観察される。それぞれの岩相境界は北に低～高角度に傾斜する断層であり、岩相の繰り返しが認められる。

3. 考察 コンプレックスⅡは、岩相および各岩相から産する放散虫化石年代より、その初生的層序としてチャート碎屑岩シークエンスが復元できる。ただし、現在では各岩相間のほとんどは断層で境されるとともに、様々な規模での岩相の繰り返しが一般に観察され、その地質構造断面は付加体に特徴的な覆瓦構造を示す。このように、コンプレックスⅡは初生的層序としてチャート碎屑岩シークエンスを有し、付加体形成時の覆瓦構造の形成に伴い初生的層序が破断した、ジュラ紀中世後期～同新世前期の付加複合体と判断できる。

● 行事予定

西日本支部関西支部合同例会

2000年12月2日(土), 3日(日)(予定)に鳥取大学で開催する予定で、現在準備を進めていただいております。

くわしくは後日ご案内いたします。

日本地質学会第107回年会

2000年9月29日から10月1日まで

会場 鳥根大学ほかで行われます。

● 支部会費

支部会費の納入をお願いします。日本地質学会関西支部の運営は基本的に会員の会費によってまかなわれています。会費の滞納が多くなりますと支部の運営に大きな支障をきたします。

納入をお忘れの方は郵便局から下記の口座へお払い込み下さい。

郵便振替口座番号 00940-8-102513

加入者名 日本地質学会関西支部

会費年額 1500円

●なお、数年以上にわたる長期会費滞納の方には例会の案内、支部報の発送を停止しております。よろしく願いいたします。

日本地質学会関西支部報 126号(No.126)

2000年7月20日 発行

発行 日本地質学会関西支部

606-8502 京都市左京区北白川追分町

京都大学理学研究科地質学鉱物学教室

電話075(753)4166, FAX.075(753)4189