

日本地質学会関西支部報

Proceedings of Kansai Branch, Geological Society of Japan

No. 125

(1999年10月15日)

日本地質学会関西支部

日本地質学会関西支部例会は、1999年3月21日(日)に京都教育大学で開催され、下記の11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 1999年3月21日(日)
 時 間 午後1時より午後4時30分
 会 場 京都教育大学 F12教室

講演題目

- 1 大阪平野北西部における豊中・柏原断層の放射能探査 2/29 -----
 ----- 中川要之助(同志社大)・柴山元彦(大阪教育大附属高校)
- 2 現地応力測定値と弾性波速度にもとづくポアソン数と直下型地震-----平野昌繁(大阪市立大)
- 3 沖の白石はどうして琵琶湖のなかにそびえているか---近畿地方のテクトニクス-----
 ----- 西村 進(京都自然史研究所)
- 4 "フリーズ"と"堆積フリーズ"-----志岐常正
- 5 河口域の塩水楔---観測システムの開発-----徳岡隆夫・三瓶良和(島根大)・
 西村清和(地質調査所)・須崎 聰(千本電機)・松田滋夫(クローバテック)・久保田俊輔
 (ワイ・オー・システム)・鈴木重教(鶴見精機)・上野博芳(北陸先端科学技術大学院大)
- 6 烏丸ボーリングコアに見る泥質堆積物の化学組成変化-----武蔵野 實・西村一平(京都教育大)
- 7 蛇紋岩の土壌化と元素組成の変化--兵庫県養父郡関宮岩体の例-----石賀裕明(島根大)
- 8 日本のジュラ紀新世砂岩組成の再検討-----楠 利夫(同志社中)
- 9 丹波帯チャートの石英結晶度・粒度及びコノドント色指数の関連について-----
 -----井本伸廣・三上禎次(京都教育大)・戸倉則正(向陽高校)
- 10 三重県西部の秩父帯から産したジュラ紀新世～白亜紀最初期放散虫化石-----
 -----柏木健司(大阪市立大)
- 11 放散虫化石群集の出現・絶滅パターンの解析---ペルム紀新世及びジュラ紀古・中世群集を例と
 して-----桑原希世子・八尾 昭(大阪市立大)

●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ときどき会費納入のご案内をお送りする時にぜひ振替用紙を持って郵便局へお出かけ下さい。

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も現在のご案内、会誌をお送りしていますが、その再検討を考えております。なにとぞよろしく願いいたします。

現地応力測定値と弾性波速度にもとづくポアソン数と直下型地震

平野昌繁 (大阪市立大)

Poisson's number based on the in-situ stress measurements and seismic velocity in relation to crustal earthquake. Masashige Hirano

現地応力測定によって地殻上部における応力の値が求められ、地下の岩盤は3軸圧縮状態にあることが明かになっている。それによると、地下浅部ではスラストの形成されるような応力配置であるが、約500mより深くなると横ずれ断層の形成されるような応力配置となる。さらに、水平面内における最大応力の値が大きい部分では水平面内における最小応力の値もまた大きく、両者が一定の対応関係をもつと考えられる。

このような応力値に対しては、PRICE(1959)による側方拘束状態にある弾性体中に生じる標準状態を考え、それにさらにx方向に造構応力 $\sigma_x = k\sigma_z$ が水平に加わった場合の応力モデル(平野, 1971)

$$\sigma_z = \rho gz, \quad \sigma_x = \frac{1}{m-1} \sigma_z + k\sigma_z, \quad \sigma_y = \frac{1}{m-1} \sigma_z + \frac{k}{m} \sigma_z$$

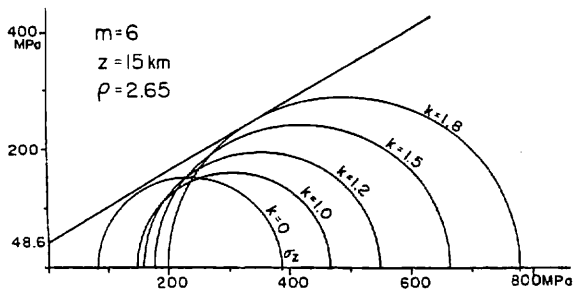
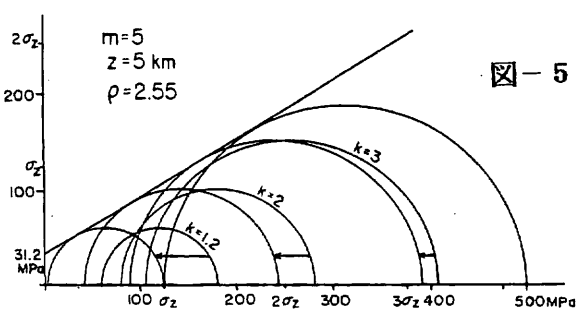
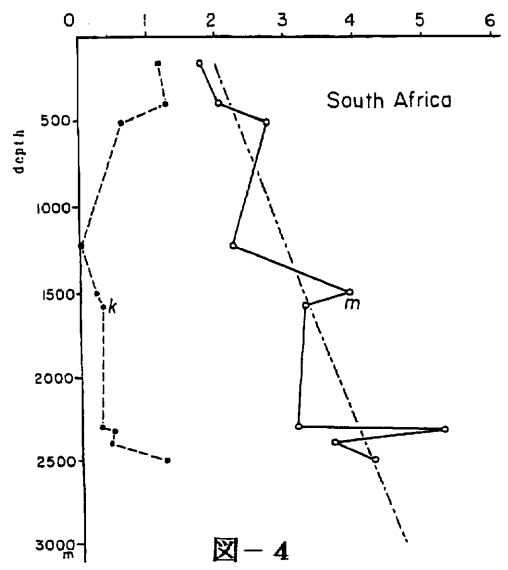
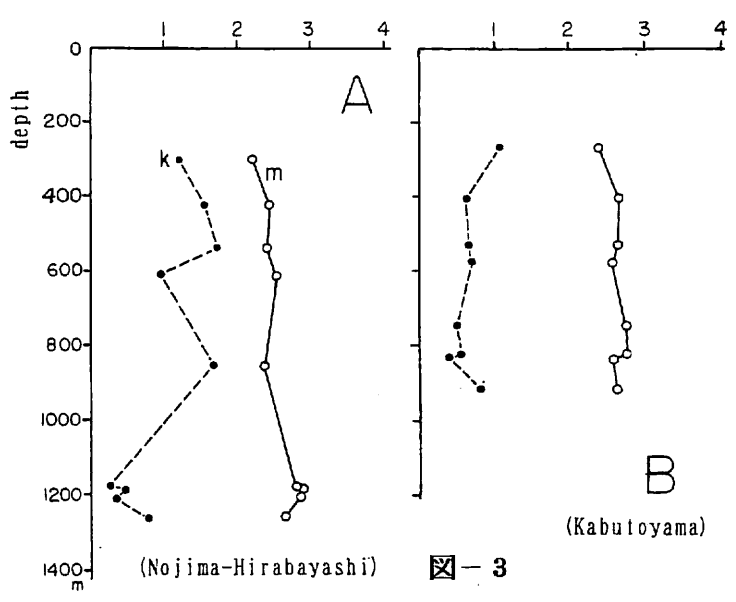
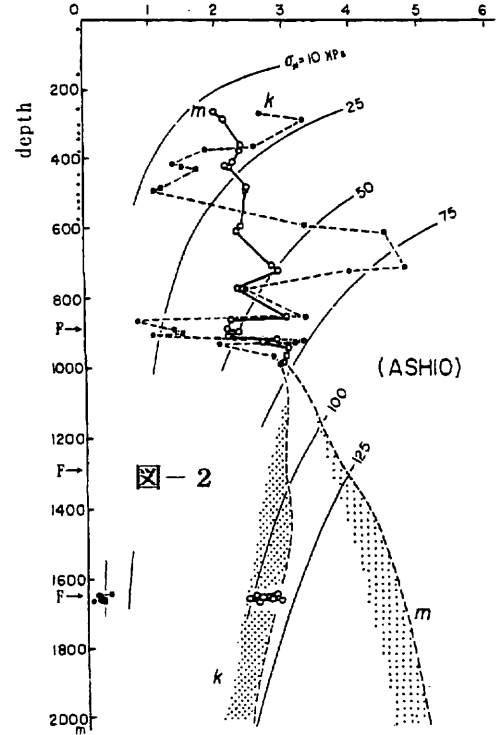
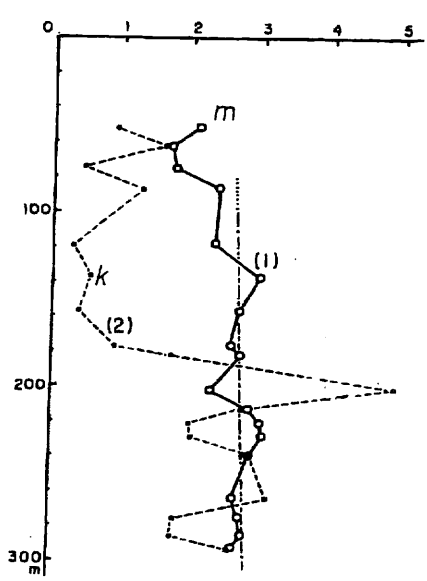
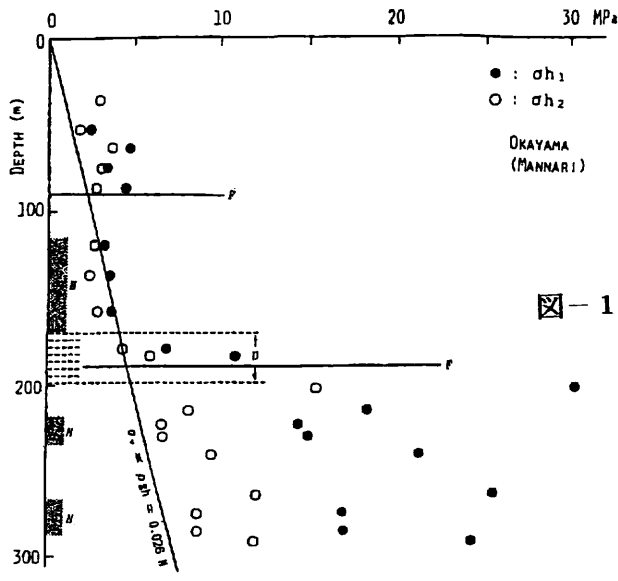
を適用することが可能で、地殻上部におけるポアソン数 m (ポアソン比 ν の逆数)ならびに造構応力の自加重に対する比 k を求めることができる。この m と k は地下の応力状態、とくに岩石の破壊による地震の発生に関する造構応力とそれによって生じる差応力の値、を評価するために重要である。

西南日本内帯における比較的均一な岩盤における測定例によると、図-1に示すように m は安定した値をとり、地下に向かって次第に増加する。それに対して k は、岩盤の状態に依存しつつ深さによって大きな変動を示す。また、地下数100mまでの範囲では、 m と k は無関係である。

地震活動が活発で地下深部までの測定データのある足尾では、深部に向かって m が増加し、ブレイクアウト現象による推定にもとづく、地下3km付近で4をこえると判断され、さらに破碎帯では m の値が小さい(図-2)。それに対して、断層破碎帯に近い部分の応力測定値にもとづく、地下深部まで m が一般に小さい値がでる(図-3)。したがって、地表付近の m の値は地下深部では破碎帯に相当する割れ目の多い岩盤のそれに対応していると判断される。さらに m の地下深部への増加傾向を確認するため、深いデータのある南アフリカの例を検討すると、地下約5kmで $m=5$ 程度となる(図-4)。高温高圧下における岩石サンプルについて測定された例でも、地下5km付近では m が5に達すると考えることができる。

とくに地表付近では、 m が2よりも小さい値となったり($m=2$ は流体)、 m の変動が著しい場合もあるが、地表付近の不均質な地盤状況がそれに関係しているであろう。この点を検討するため、常時微動の観測で得られたP波とS波の速度からポアソン数 m を計算すると、甲陽断層付近の地震波観測データに対応する速度層モデル(AKAMATSU et al., 1997)からは、地下約100mまでの第1層は $m=2.08$ 、深さ約300mまでの第2層は $m=2.43$ 、深さ800mまでの第3層は $m=2.85$ 、800m以深(第4層、花崗岩)は $m=4.36$ となって、やはり安定した値をとりつつ増加する傾向を示す。同様にして神戸市東灘区(PIRARKA et al., 1995)について計算すると、第1層では $m=2.09$ 、第2層は $m=3.00$ 、第3層は $m=3.53$ となり、風化花崗岩に対応する第4層($m=3.88$)と第5層($m=13.65$)については検討の余地があるが、第6層(花崗岩)で $m=3.71$ となって、堆積層である第3層までは同じ傾向を示す。古琵琶湖層群についても同様にして設定された弾性波速度(TAKABAYASHI, et al., 1997)から計算すると、深さ445mまでは $m=2.29$ 、445m以深は $m=2.47$ となって、類似の傾向を示す。従って、地表付近の堆積層についてもポアソン数は安定していて、2よりは少し大きな値をもち、地下へ向かって増加すると判断される。

地殻上部においてポアソン数が深さとともに漸増し、地下3~5kmにおいて $m=5$ となるのであれば、岩盤の内部摩擦を0.6、粘着力を地震発生時の差応力の1/12程度と考えることにより、貯水池の湛水によって上記の深さで横ずれ型の誘発地震が発生することを説明できるし、深さ約15kmで $m=6$ であればこの深さにおける横ずれ型の地殻内(直下型)地震の発生を説明できる(図-5)。地下約5~15km(震源域)における岩盤の内部摩擦と粘着力について上記の場合に得られる値は、別の方法で得られている値と較べても妥当なものである。



沖の白石はどうして琵琶湖のなかにそびえているか

--近畿地方のテクトニクス--

西村 進 (シンクタンク京都自然史研究所)

On the structure of Okinoshiraishi in the Lake Biwa--Tectonics of the Kinki District

Susumu Nishimura

琵琶湖の北湖の中央の湖面に太陽を反射して遠くから白くかがやく沖の白石(安曇川町)がみられる。湖中にはこの他、沖島(220.2m)・多景島(101.5m)があり、南西端に頭山(142)が連なる。沖の白石の南南東方向に小島・岩礁が続くが、水深50~80m(海拔高約30~0m)からの比高を考えれば島状山地である。琵琶湖の湖底重力の測定(西村他,1979)、地震探査反射法(Horie, et al.,1983)の解析によるとこの周辺の基盤の深さは湖面から約700mあることから、巾数100m、高さが1000m近い驚くべき基盤岩の尖塔状の山脈がそびえていることになる。沖の白石の岩石は溶結凝灰岩でカリ長石の結晶を多く含むこと、黒雲母が認められることから流紋岩の鉱物組成を示す。この岩相は湖東の荒神山溶結岩と類似している。そこで湖東流紋岩に含めることが出来る。

湖東流紋岩の年代は奥島山溶結凝灰岩のK-Ar年代が約60Maを示していることから比良花崗岩を含めてほぼ同じ年代のものであろう。近年「近畿地方の地質構造の解析と将来予測」の研究に参加し、中間的にまとめたが(西村,1998)、現在総まとめに入っている。また、兵庫県南部地震についてもまとめている(西村,1995)。これらの検討によると、近畿地方北部では六甲変動以降、東西圧縮の場である。兵庫県南部地震の余震分布から震源の断層を推定すると下部は東浦断層の方にあり、上部で淡路島をはさむ様に断層が発達し、野島断層と東浦断層で淡路島の脊稜がくさび状になっていることが推定できた。同様な構造を考えると琵琶湖周辺の比良山脈や、竹生島から賤ヶ岳、湖東の流紋岩類も同じ様に断層にはさまれてくさび状に上昇しているものとみてよかろう。湖底の場合は、ほぼ0.6mm/yの平均速度で沈降していると推定している。その沈降にさからい沖の白石の島状山地がまわりに沈降に応じて堆積物を堆積し、浸蝕をあまり受けずにこの様な尖塔状の山地として残っているものと推定される。このことは六甲変動の近畿地方のテクトニクスの反映とみてよいであろう。

参考文献

Horie, S. and Tanaka, S. ; On the investigation of the lake basin structure by air gun method, in Horie, S. ed. Paleolim. Lake Biwa, Jap. Pleist., 11, 5~10, 1983.

石田志朗, 河田清雄, 宮林 学 ; 彦根西部地域の地質, 地域地質研究報告 京都 (11) 第17号, 1994.

西村 進 ; 地質構造と兵庫県南部地震, 安全工学, 34, 398~409, 1995.

西村 進 ; 地質構造の解析と将来予測—近畿地方を例として—資源と素材, 114, 753~762, 1998.

西村 進, 西田潤一, 桂 郁雄, 阿部悦夫, 橋本清一 ; 滋賀県の重力異常について, 滋賀県自然史, 759~769, 1991.

” フリーズ” と ” 堆積フリーズ”

志岐常正 (宇治市木幡北島158)

"Freeze" and "Sedimentary Freeze"

Tsunemasa SHIKI (158, Kitabatake, Kohata, Uji, Japan)

” フリーズ” (ideal freeze) を次のように定義する。「挙動中の事象が瞬間的に停止し、その事象系 (運動物質系) の様態 (構造や組織など) がその瞬間 (無限に短い時間内) に変化することなく固定されること」。先に志岐・鈴木 (1998) は「相対的に高エネルギーで挙動中の---」としたが、” 高エネルギー” という語が誤解を招くようなので、これを省く。

” フリーズ” は抽象概念である。上記の定義に厳密に当てはまる現象は存在しない。慣性の法則に反するからである。しかし、これに極めて近似されるとして扱うことができる現象、すなわち”actual freeze” (または”practical freeze”) とその記録の自然界での存否や存在のありかたを追求することは、地質学的過去の高エネルギー下でのエピソードやカオスの事象の研究に新しい切り口を開く可能性がある。この課題について数学者との共同研究を試みつつある。自然界の記録から過去に起こった現象を読み取ることは、地質学研究テーマの大きな部分を占める。その記録のうち堆積記録は、地層に累重の法則が成り立つため、もっとも有用である。堆積がフリーズの形で起こることを”堆積フリーズ”、その結果生じた堆積物を”フリーズ堆積物”と呼ぶことができる。これらも現実には存在しない。たとえば、砂層の葉理は流水中の砂粒子の存在・運動状態がフリーズされたものではない。しかし、挙動中の碎屑粒子の状態の一つの側面、たとえば粒子相互の位置関係について問題にするとすれば、それをほとんど変えないで堆積が起こる場合を想定することができる。反砂堆, seismite (液状化層、砂岩脈など) などにこの視点からの検討対象を見いだすことが可能であろう。近年、土石流や溶岩流の突然の停止を記述する際に”freezing”が使われることがある。地学事典や堆積学辞典にも、その力学的メカニズムを説明する形で記されている。定義を与える形での記述ではなく、かつ”フリーズ”と異なって状態の変化についての問題意識は不明確だが、かえってそのために使いやすい面もある。フリーズ問題の具体的接近には、フリージングのいろいろなケースについて、その”ideal freeze”に近い度合いを吟味していくことが有効であろう。地質記録の解読は数学的には一種の逆問題である。フリーズ記録の解読もその一つといえる。数学に弱い私には、正直なところはなほだ苦手な仕事である。この問題に興味を持って討論 (研究?) に参加して下さる方が多くあることを願ってやまない。なお、同じ目的で書いた拙文がある。今みれば修正を要する部分もあるが、あえて下に記しておく。これによって問題の所在をもう少し探ってみようという方があれば幸いである。

文献：志岐常正・鈴木一久 : 「フリーズ」と「フリーズ堆積物」 -- 予報, 堆積学研究, 47号, 95-101, 1998.

河口域の塩水楔 --- 観測システムの開発

徳岡隆夫・三瓶良和（島根大・総合理工）・西村清和（地質調査所・海洋）・須崎 聰（千本電機〔株〕）・松田滋夫（クローバテック〔株〕）・久保田俊輔（〔株〕ワイ・オー・システム）・鈴木重教（〔株〕鶴見精機）・上野博芳（北陸先端科学技術大学院大・情報科学）

Development of the observation system of saline wedge at the estuary

T.Tokuoka, Y.Sampe, K.Nishimura, S.Suzaki, S.Matsuda, S.Kubota, S.Suzuki and H.Ueno

江の川は弱混合型（塩水楔型）の感潮河川の日本における代表的な例としてよく知られている。筆者らはこれまでおもに中海・宍道湖において汽水域の塩分躍層の長期連続観測システムの開発研究を行ってきたが、このシステムが河口域の塩水楔の観測でも有効であると考え、1997・1998年度に江の川で長期連続観測を行った。江の川では、塩水は通常は河口から4～7kmの範囲で、渇水期には河口から8kmにある赤栗の瀬を越えて遡上することがある。その結果を紹介する（徳岡ほか、1999による島根大学汽水域研究センターのLAGUNA, 6号、印刷中参照）。

これまで塩水楔については多くの観測例が報告されているが、良い気象条件の時に限っておもに各地点ごとの鉛直方向の水質（とくに塩分）を測定するという方法によっていたために、塩水楔の実際の挙動を把握しようとしても、限界があった。ここで採用した調査法は、淡塩境界をまず音波探査によって連続的に捉え、各種機器を使用して多角的な観測を行うシステムである。観測には（1）塩水楔音響探査システム（曳航式）、（2）塩水楔音響探査システム（オンライン式）、（3）同（オフライン式）、（4）光ファイバ式温度分布計測システム、（5）マルチCT（電気伝導度・温度）センサケーブル、（6）流向流速計、（7）水温計が使用された。

1998年12月～2月の観測では河口より7.4km地点をベースとし、6.4～7.6kmの範囲で渇水期の塩水遡上の観測を行った。とくに各種機器を設置した1998年12月23日以降に流量が $50\text{km}^3/\text{s}$ 程度の機関が続いたことから、貴重な渇水期のデータが得られた。

たとえば1999年1月6日のデータによると、流量が $43\text{m}^3/\text{s}$ に低下した際に塩水楔の先端は7.0kmから7.6kmまで遡上し、この間に2時間半から3時間を要したので、おおよそ時速200m程度（約5.5cm/s）の速度で遡上していったことがわかる。流向・流速計によると、1999年1月6日の遡上の時間帯には5cm/sの上流に向かう流れが測定されていて、これを遡上速度と見ることができる。また光ファイバによってもこの区間の温度分布の時空的变化から速度が求められ、上記とよく一致した値が得られる。塩水楔の遡上・降下を流量変化と比較すると、塩水は流量の減少によって遡上し、増大によって降下するが、両者の関係を明らかにした。

烏丸ボーリングコアにみる泥質堆積物の化学組成変化

西村一平, 武蔵野実 (京教大・教育)

Geochemical Change of Muddy Sediment in the core sample from Karasuma Peninsula

NISHIMURA Ippei and MUSASHINO Makoto (Kyoto Univ. of Ed.)

はじめに

1992年に琵琶湖南湖東岸烏丸半島において、学術調査のための深層ボーリングが行われ、基盤岩に達する深度904mまでのコアが回収された。このコアは岩相層序区分により、おもに泥質および砂質堆積物で構成されている。また、19の火山灰層が確認され、広域テフラとの対比により、約180万年前からの堆積物であるとされている。これより、烏丸ボーリングコアの層序は、沖積層、段丘堆積層、および古琵琶湖層群の堅田累層、草津累層、蒲生累層の上部に対応しているとされている。

近年、泥質および砂質堆積物について、主要化学組成を用いた風化過程の研究や、微量元素を用いた後背地の地質を推定する研究が進められている。そこで、烏丸コアにおける古琵琶湖層群の環境変遷について、地球化学組成からの検討を試みた。

分析試料・分析方法

烏丸コアより得られた連続試料のとくに泥質堆積物について、約8m毎に1試料の割合で、100試料を、蛍光X線分析と中性子放射化分析により分析した。

分析結果による化学組成の年代変化

分析結果による変化を図1、図2に示す。個々の試料の化学組成はバラつきが大きい。ここでは年代を追った組成変化について検討するため5点移動平均による値を用いた。

一般に、Naはの粘土鉱物中には含まれにくい。地表での風化を受け、鉱物的成熟度が増し、粘土鉱物主体となる場合は、 Na_2O は濃度が減少し、 K_2O が相対的に増加していくことになる。したがって、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比は陸域での風化や化学的淘汰の程度についての指標になりうる。烏丸ボーリングコアでは $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比は約720mにおいて高くなり、520mから380mにかけては低くなる。360mから80mの間は、2.6程度であるが、約80mからは低くなっている。

泥質岩の風化過程を研究する上で、主要元素のうち長石の成分を用いる方法がある。その指標は、CIA (Chemical Index of Alteration [$\text{CIA} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100$, $\text{CaO}^* = \text{CaO} - 10/3\text{P}_2\text{O}_5$]) と呼ばれ、このとき、斜長石、カリ長石はその値が50%となる。火成岩などの源岩は、風化に伴い、斜長石やカリ長石が分解・溶脱する事によって風化残留物が多くなり、CIA値が高くなるとされている。このCIA値では、約720mにおいて高くなり、580mから400mにかけては低い値をとっている。約120mから上方へは低くなる。この変化は、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比の変化とよく類似している。

Euはマグマの分化過程では2価の陽イオンとして、選択的に斜長石に取り込まれるために、一般に分化の進んだ火成岩ほどEuの相対量が少なくなるとされている。これより、堆積物でのEu負異常 ($\text{Eu異常} = 3\text{Eu}^* / (2\text{Sm}^* + \text{Tb}^*)$, *はNASC [North American Shales Composit] により規格化した値を示す) はおもに酸性岩起源の物質の供給があった場合に生ずることになる。全層序を通して、0.9以下であり、Eu負異常を示している。その中でも、750mから480mにかけては値が高くなり、より塩基性なもの、それより上部では、より酸性なものが供給されたことを示している。

ThとScは堆積作用において、濃集率の変化が少なく、非調和度の違いにより、Thは珪長質な岩石に、Scは塩基性の岩石に濃集する。そのため、Th/Sc比は源岩組成をよく反映するとされている。このTh/Sc比の変化についてみると、750mから600mにかけて減少し、600mから400mにかけては増加している。また、130mから上方へはさらに増加している。600mからより酸性岩起源の物質の供給が増加していった。この変化はまた、Eu異常値と逆相関している。

堆積環境と後背地の地質の推定

約150万年前から約90万年前にかけて成熟度は低くなり、風化の程度も弱くなっている。すなわち、烏丸半島付近において徐々に河川系が卓越し、約90万年前では、もっとも河川系が発達する環境であったと想像される。約90万年前から約70万年前にかけては、鉱物的成熟度は高くなり、風化作用も強くなっている。これより、約90万年前から約70万年前にかけて、河川系は緩やかなものへと変化し、それより約10万年前にかけては大きな環境変化はなかったと考えられる。約10万年前から現在にかけては、鉱物的成熟度は低くなり、風化作用も弱くなり、再度河川系が発達してきたものと考えられる。

源岩については、Eu異常値の変化より、約90万年前まではより塩基性なもの、約90万年前から現在にかけてはより酸性なものの供給があったと考えられる。また、Th/Sc比からは、約150万年前から約100万年前にかけてより塩基性なものへと変化し、100万年前以降現在にかけては徐々に酸性岩源なものへと変化している。したがって、烏丸半島における古琵琶湖層群の堆積粒子は、約100万年前から現在にかけて、より花崗岩性なものが増加するところより供給されたと考えられる。

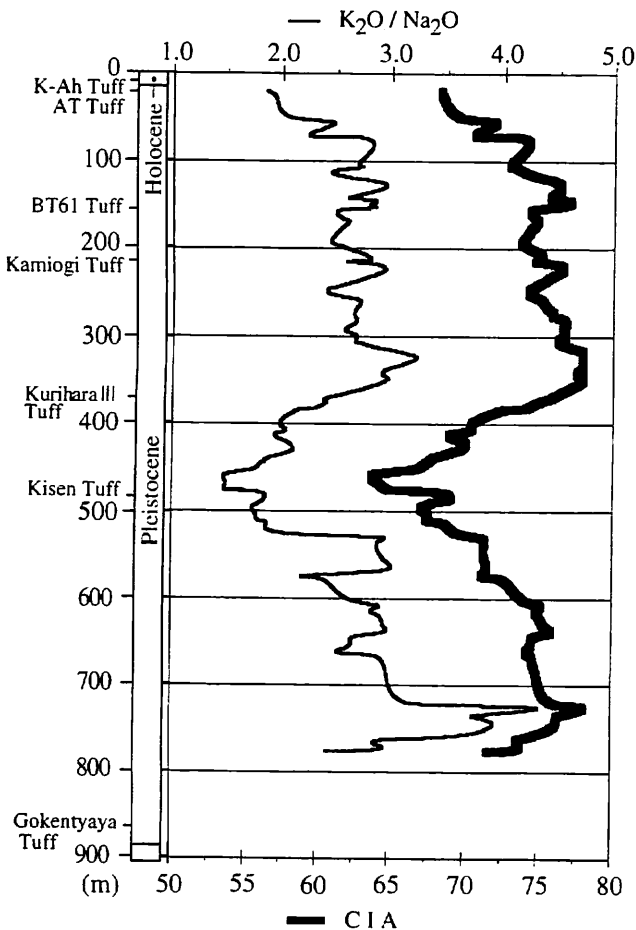


図1 烏丸半島ボーリングコアの泥質堆積物の K_2O/Na_2O 比とCIA値の変化

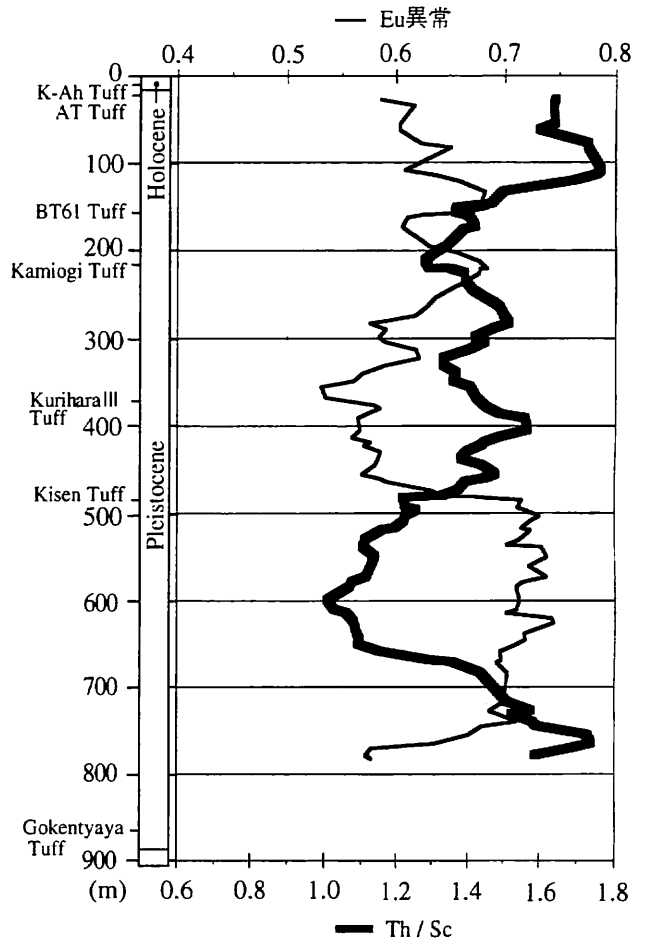


図2 烏丸半島ボーリングコアの泥質堆積物の Eu異常値とTh/Sc比の変化

蛇紋岩の土壌化に伴う元素組成の変化—兵庫県養父郡関宮町の例—

石賀裕明（島根大学総合理工学部）

Variation of geochemical compositions of serpentinite related to soil formation-an example from the Sekinomiya mass of Yabu-gun, Hyogo Prefecture-

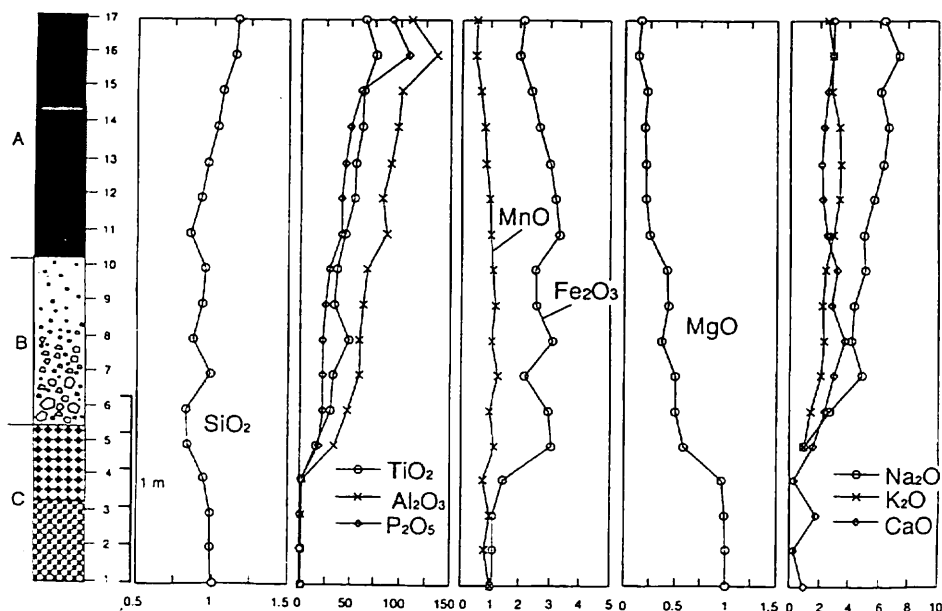
Hiroaki Ishiga

岩石は風化作用を受け細粒化するとともに有機物と混合して土壌となる。このような作用によってその元素組成は変化する。とくに地下水による溶脱によってアルカリ金属やアルカリ土類は移動しやすいと言われている。逆にTiやAlは移動しにくく、Feも酸化状態では移動しにくい。いっぽう微量元素として含まれるTh, Sc, Zr, 希土類などはほとんど移動しない。このような元素の挙動によって源岩とその生成物である土壌では大きく元素組成が異なる。そして元素組成の変化に伴って土壌はある組成をもった物質へと変化する。堆積岩の元素組成については近年研究が進み、始生代と原生代の境界において大きく元素組成が変化することが指摘されている。始生代の大陸はコマチアイトを大量にふくむ塩基性ないし超塩基性岩が卓越していたとされている。これらの岩石の陸上での風化による土壌や碎屑物の形成は地殻の構成の改変に関連していたと期待される。そこで蛇紋岩の風化による土壌化にともなう元素組成の変化を検討した。試料は兵庫県養父郡関宮町尾崎 (E134° 39'30"E, N35° 22'30")の露頭より採集した。

ここでは蛇紋岩から次第にその風化産物の土壌まで約3mの厚さで変化する。この層は岩相の特徴から上位からA, B, Cの3層に区分される。A層は細粒化と有機物との混合が進んだ土壌である（厚さ約1.2m）。この層は暗赤褐色を呈するが、上部はより暗色を示す。B層は風化による細粒化が進むとともに、源岩組織を消失した部分である（厚さ90cm）。この層の細粒部は褐色～赤褐色を示す。C層は比較的新鮮な蛇紋岩の層である（厚さ80cm以上）。この層の上部はへき開面にそった変質がみられる。試料はA層から7個、B層から5個、C層から5個採集した。

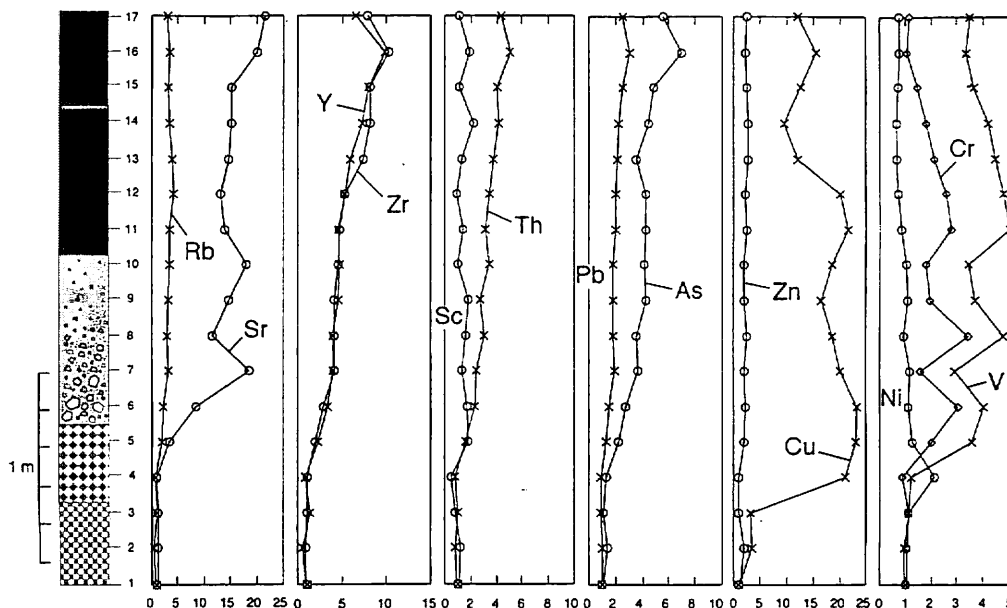
分析は蛍光X線分析を行い、主元素は5:1ガラスビード法、微量元素は粉末プレス法をもちいた。

最下位の蛇紋岩の組成で他の試料の組成を規格化して、元素組成の垂直変化を検討した（第1図）。上位に向かって濃度が増加するのは、 SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 などである。 Na_2O , K_2O , CaO 等のほとんどが1wt%以下と低いが、 K_2O は6倍以上に、 Na_2O , CaO は3倍程度に増加する。 Fe_2O_3 はC層（最下位の試料は9.58wt%）からB層（約30wt%）へと増加するが、A層の最上部の試料（20wt%）に向け減少する。 MgO は蛇紋岩中では45wt%前後で変化しないが、B層からC層へと著しく減少する（C層最上部試料で7.5wt%）。

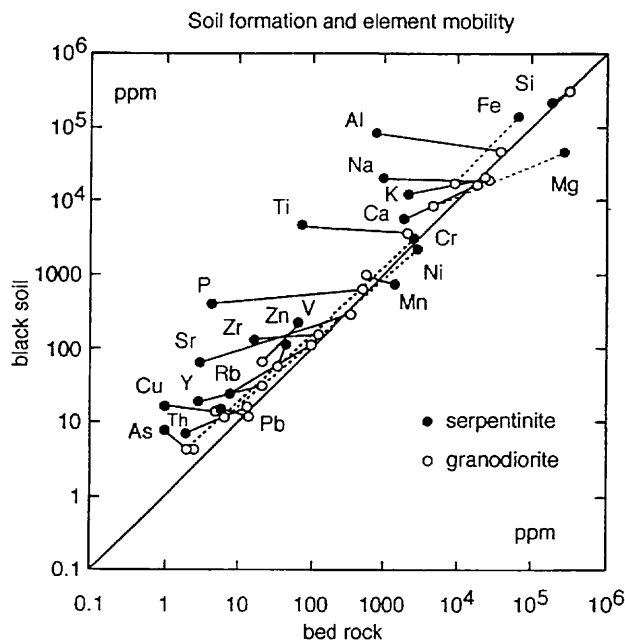


第1図 蛇紋岩（関宮岩体）の土壌化に伴う主元素の濃縮率の変化。最下位の蛇紋岩の組成で規格化した。

微量元素ではY, Zr, Sc, Th, Pb, Asなどは数倍から10倍程度に増加する（第2図）。Zn, Niなどは20倍以上の濃縮率の差があるが垂直変化は少ない。一方、Cr, VはB層での濃縮率の増加が顕著である。CrはB層中で8000ppm以上に濃縮する。蛇紋岩とその土壌の元素組成を比較するため両者の組成をグラフに示した（第3図）。源岩に対して土壌の元素の濃縮率が高くなるのはAl, Na, K, Ca, Ti, P, Zr, Sr, Y, Rb, Cu, As, Thなどである。いっぽうほとんど変化しないのはFe, Cr, Ni, Pb, Znなどである。蛇紋岩の風化により形成された土壌がどのような岩石の組成に近くなるかを検討するために様々な岩石の源岩組成とその風化産物の土壌との元素組成を比較した。その結果、花こう閃緑岩から形成された土壌の組成とはFe, Cr, Ni, Mgをのぞいてかなり類似の組成を示すことが判明した。土壌の元素組成は大陸地殻中の元素濃度と類似するという指摘があり、風化作用は岩石の全岩組成を変化させ大陸地殻の組成に改変すると言える。しかし、Fe, Cr, Ni, Mgの濃縮率については風化作用以外の説明が必要である。



第2図 蛇紋岩（関宮岩体）の土壌化に伴う微量元素の濃縮率の変化。最下位の蛇紋岩の組成で規格化している。



第3図 蛇紋岩（関宮岩体）および花こう閃緑岩（大東花こう閃緑岩）の土壌化による元素組成の変化を比較した図。

日本のジュラ紀中・新世砂岩組成の再検討

楠利夫 (同志社中学校)

Re-examination of the Middle to Late Jurassic sandstone compositions in Japan

Toshio Kusunoki (Doshisha J.H.)

ジュラ紀中世後期～新世の砂岩のモード組成と全岩化学組成について、かつて検討された21カ所のデータ、および11カ所から新たに採取しモード組成データを検討した(第1図)。

検討に当たって、同時代で同様な堆積場とされる汽水～浅海成の領石植物群(温暖・乾燥:外帯)を含む南部北上帯、阿武隈帯の砂岩と、手取植物群(寒冷・湿潤:内帯)を含む手取層群の砂岩であることを特に考慮し、組成を比較した(第1表;ジュラ紀中世後期～新世の両植物群は、Kimura and Ohana (1997)に基づく)。

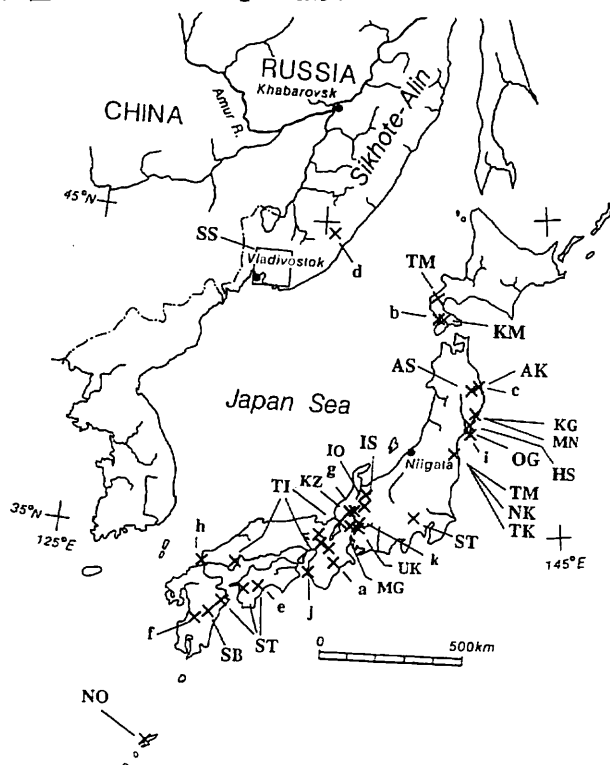
付加体砂岩については内帯と外帯に区分し、前述の汽水～浅海成の砂岩組成との類似関係を比較検討した(第2図)。さらにそれらの砂岩組成結果に基づいて全岩化学分析値の比較をおこなった。これらの比較検討から次のことが明らかとなった。

1. 汽水～浅海成の手取層群(内帯)と同時代でほぼ同堆積環境の南部北上帯、阿武隈帯の砂岩層(外帯)とでは Q_1-F_1-R 図と $Q_1-P_1-K_1$ 図における分布範囲が異なっており、後背地や造構場が異なっていた可能性が高い(第2図のa, b)。

2. 付加体砂岩は、内帯、外帯ともに”石英長石質”の砂岩で、大きな組成上の差は認められない。また、ジュラ紀中世後期～新世の付加体砂岩の後背地は南部北上帯や阿武隈帯と関係していた(第2図a, b, c)。

3. 砂岩の全岩化学分析のうち、内帯の手取層群の K_2O/Na_2O 値はおよそ0.1以下、 SiO_2 値70%前後で付加体砂岩群とは有意な差がある。また、 K_2O/Na_2O 値において内帯の付加体砂岩は約1.0を下回り、1.0以上を示す外帯相当層の砂岩群とも区分でき、 K_2O/Na_2O-SiO_2 図において、外帯と内帯の分布域にやや差が出ている。

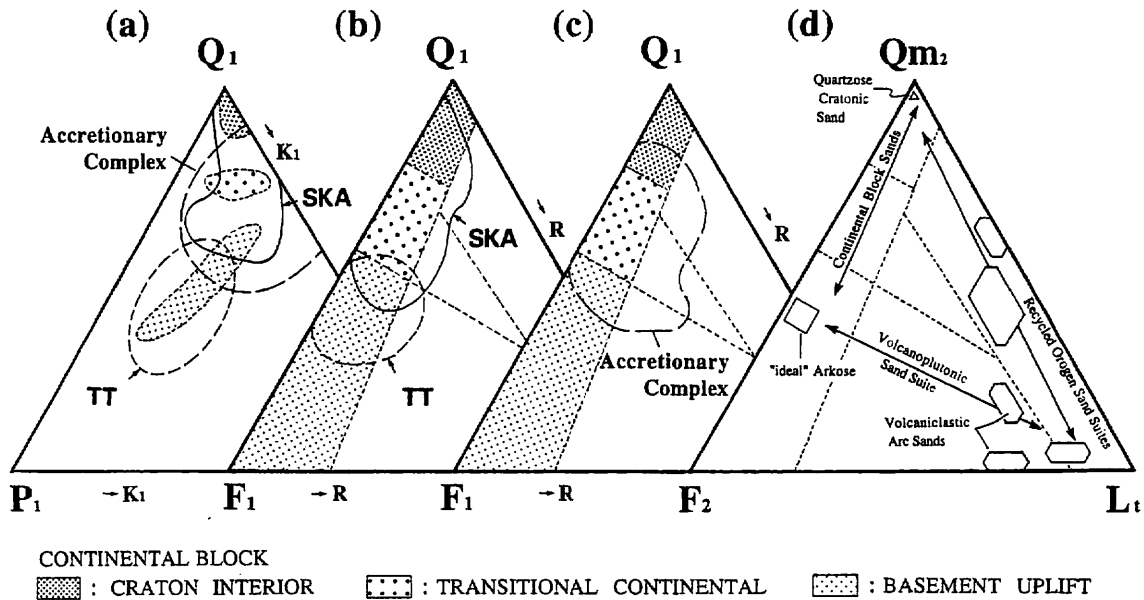
したがって、日本のジュラ紀中世後期～新世の付加体砂岩と同時代の南部北上帯・阿武隈帯の汽水～浅海成の砂岩は後背地が類似し、温暖で乾燥した大陸地塊内部と関係付けられる。日本の付加体砂岩の供給源を解明する上で、「南部北上帯・阿武隈帯がジュラ紀中世後期～新世に東アジア縁辺のどこに位置していたのか。」は重要な鍵となる。



第1図 試料として用いた砂岩の位置図と三角ダイアグラムの中で使用した記号の凡例。a～k: サンプルを採取し検討した地点。その他は引用した試料を示す

第1表 日本のジュラ紀中世後期～新世前の付加体と同時代の南部北上帯，阿武隈帯の植物化石群を含む汽水～浅海層の年代対比 (Kimura and Ohana,1997；酒井 1997；Takizawa,1985；滝沢・正井,1978；滝沢 1996, をもとに作成) .

			Jurassic		Cretaceous	
			Middle	Upper	Lower	
Brackish ~ shallow marine	Strata bearing the Tetori-type plants	Hida	Kuzuryu Subg. Akahoke F. Mitagai F. Kaizara F. Yambarasaka F.		? ← Itoshiro Subg. Akaiwa Subg.	
	Strata bearing the Mixed-type plants			Toyonishi G. Kiyosue F.		
	Strata bearing the Ryoseki-type plants in the Outer Zone of Japan.	Kitakami Massif	Shishiori G. Mone F. Kogoshio F. Oshika G. Oginohama F. Hashiura G. Nakahara F.* Nagao F.			
		Abukuma Massif	Somanakamura G. Tochikubo F. ● ● Tomizawa F.			
Accretionary complex	--- : Inferred Boundary : Unconformity *: Strata not including plant fossils		Nakanosawa F.* ← Accretionary complex sandstones →			



第2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. 記号は, 伝統的ポイント・カウント法に基づくとき, Q₁: 単結晶石英+多結晶石英, F₁: 長石, R: 岩片, P₁: 斜長石, K₁: カリ長石であり, Gazzi-Dickinson 法に基づくとき, Q_{m2}: 単結晶石英, F₂: 長石 Lt: (多結晶石英) + (岩片) としている.

丹波帯チャートの石英結晶度・粒度及びコノドントの色指数の関係について

三上禎次(京都教育大)・戸倉則正(向陽高校)・井本伸広(京都教育大)

The Relationship Between the Crystallinity Index and the Grain Size of Quartz
with the Bedded Cherts of the Tamba Belt, Southwest Japan.

Mikami, Teiji · Tokura, Norimasa and Imoto, Nobuhiro

はじめに

丹波帯には、深海底に放散虫などの海洋性の原生生物プランクトンの遺骸が堆積してできた層状チャートが多く存在している。このチャートに含まれる放散虫化石やコノドント化石などは、地質年代の判定に有効な示準化石になるだけでなく、その色調や石英の再結晶の程度は、その後の続成・弱変成過程を知る大きな手がかりを与えてくれる。この研究ではコノドント化石の色指数 (EPSTEIN et al 1977)、石英結晶度 (MURATA&NORMAN II, 1976) や石英粒子の平均粒径の測定を行い、それらの関連性を調べることによって、丹波帯におけるチャートの熱履歴を考えた。

地質概説

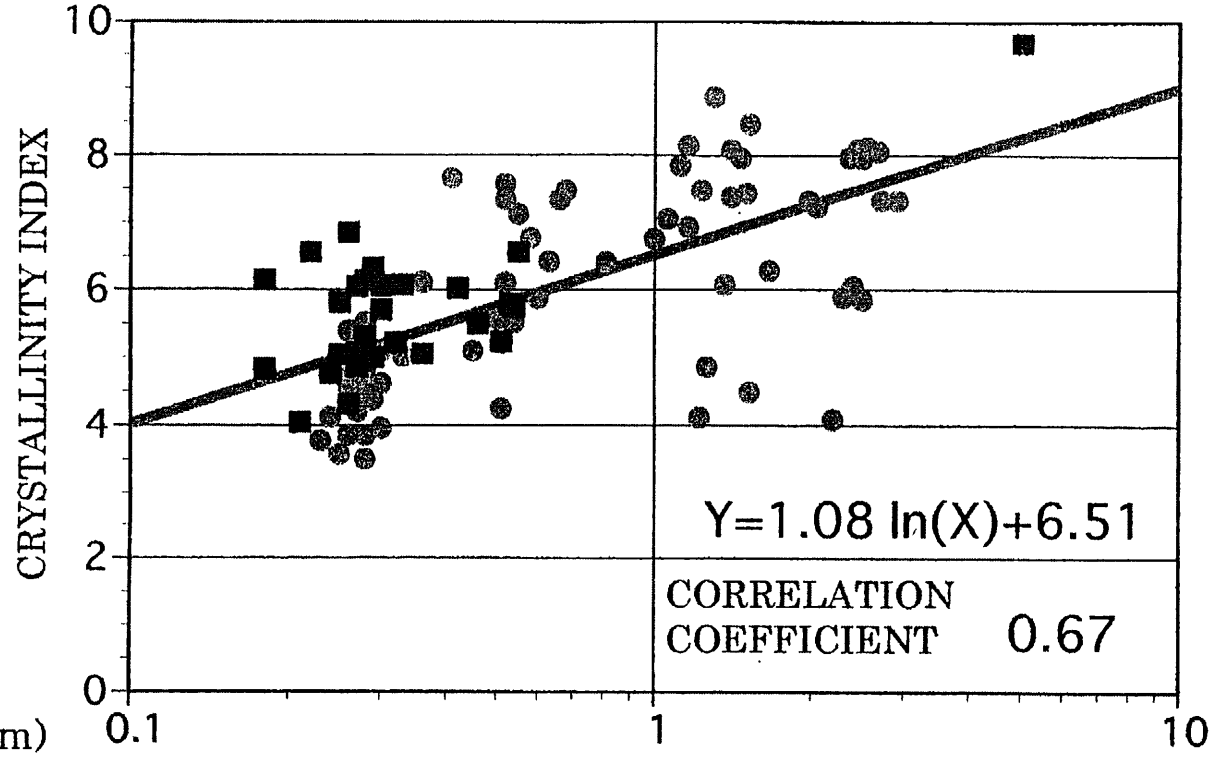
丹波帯には丹波層群と呼ばれる中・古生代の地層が分布している。この丹波層群は、衝上断層によって分けられた、岩相と年代の異なる二つの地層群に区分される。それらはⅠ型地層群、Ⅱ型地層群と呼ばれている (石賀 1983、Imoto 1984)。Ⅰ型地層群は、構造的には、Ⅱ型地層群の下位に位置する。そしてⅠ型地層群の方が、花崗岩マグマ等の影響を強く受けていることが予想される。このことから本研究では、両地層群の熱履歴に差異があるかどうか、その差異の要因は何かを明らかにすることが中心の課題である。

方法

試料はⅠ型・Ⅱ型地層群の模式的な地域である京都府～兵庫県の丹波山地に分布する層状チャートを、石英の再結晶作用の進んでいるものから、あまり再結晶作用の進んでいないものまでを採取した。コノドント色指数は、試料をフッ化水素酸で腐食後、表面に見られるコノドントの色を MUNSSELL SOIL COLOR CHARTS に基づいて判定した。石英結晶度は、チャートの粉末試料の X線回折チャートにおける 2θ ($66^\circ \sim 69^\circ$) ピークを用いて求めた。この方法は、MURATA&NORMAN II (1976) によるもので、石英結晶度は最も結晶した水晶の値を 10 として相対的な数値で表される。石英粒径は、チャートの岩片チップの鏡面研磨の後、軽微にフッ化水素酸処理をした表面を走査型電子顕微鏡で撮影した写真から測定した。石英は、計測した値による累積頻度曲線から求める平均粒径で表した。

結果と考察

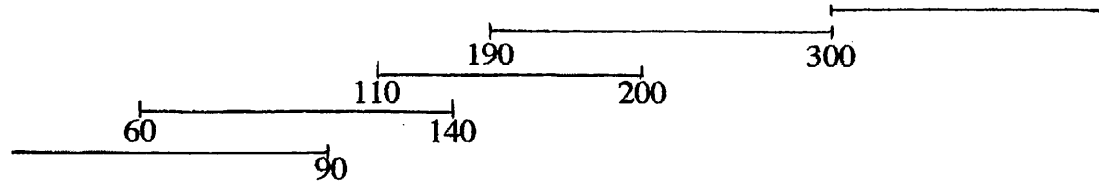
得られた値は、縦軸に石英結晶度、横軸に石英粒径をとった図に落とし、コノドント色指数に基づく温度条件を横軸に書き加えて、チャートの熱変成度図を作成した。石英結晶度、粒径に関しては、最小二乗法により、 $Y=1.08\ln(x)+6.51$ 、相関係数 0.67 を得られ、相関性が認められた。この相関は、珪質堆積岩の続成・変成度を検討する上で新しい指標となる。またⅠ型・Ⅱ型チャートの関係については、Ⅱ型チャートの方が全般的に変成度の低い領域に偏っており、Ⅰ型チャートの方が花崗岩マグマ等の影響を受けていると推測される。



CONODONT COLOR ALTERATION INDEX

2 2 2 1 1/2 3 3 2 2 4 3 4 4 4
 1 1/2 3 3 4 4 2 4 4

TEMPERATURE (°C) RANGE



チャートの熱変成度図

三重県西部の秩父帯からのジュラ紀新世～白亜紀最初期放射虫化石

柏木健司 (大阪市立大学理学部地球学教室)

Late Jurassic to earliest Cretaceous radiolarians from the Chichibu Terrane
in the western Mie Prefecture, southwest Japan.

KASHIWAGI Kenji (Osaka City University)

【はじめに】 紀伊半島東部の秩父帯（ジュラ紀～白亜紀古世付加体からなる地帯）は、西側の紀伊山地中央部から東側の志摩半島東端鳥羽付近まで、おおむね東西方向に分布する。今回報告する地域はその中間付近で、行政区分として大宮町周辺を含み、秩父帯を南北に横断する大内山川周辺である（第1図）。秩父帯の岩相、構造および放射虫化石年代の検討を行う過程において、ジュラ紀新世中期～後期および白亜紀最初期を示す放射虫化石を見出したので、その概要を報告するとともに地質学的意義について簡単に述べる。

【地質および放射虫化石年代】 放射虫化石産出地点を第2図に示す。岩相、構造およびここで報告する放射虫化石年代より、本地域の秩父帯は二つのコンプレックスに区分することができる。一つは、ジュラ紀新世中期～後期を示す（Locs.1～4）、もう一つは白亜紀最初期を示す（Locs.5～11）。以下に、両コンプレックスの岩相と構造を簡単に述べるとともに、得られた放射虫化石種について記す。なお、放射虫化石の示す年代については、Aita and Okada(1986)、Aita(1987)、Matsuoka(1995)、Baumgartner et al.(1995)などを参考にした。また、化石帯の年代論については、Matsuoka(1995)に準じている。

1. ジュラ紀新世中期～後期コンプレックス：本コンプレックスは、緑色岩、石灰岩、チャート、砥石型珪質粘土岩、酸性凝灰岩および砂岩などをブロックとして、混在岩中の泥岩基質中に含むメラングジュからなる。混在岩中の面構造は、ほぼ東西走向で北に中～高角度に傾斜する。南側に位置する四万十帯とは、北に傾斜する仏像構造線を介して接し、四万十帯の構造的上位に位置する。年代決定に有効な放射虫化石は4地点の混在岩基質の泥岩から得られた。

Loc.1: *Archaeodictyomitra* spp., *Cinguloturris cylindra*, *Dictyomitrella(?) kamoensis*, *Eucyrtidiellum ptyctum*, *Loopus* sp., *Mirifusus diana* s.l., *Tricolocapsa* sp.など。

Loc.2: *Archaeodictyomitra* spp., *Cinguloturris* sp., *Hsuum* spp.など。

Loc.3: *Parvicingula(?)* sp., ほか種属不明の塔状 *Nassellaria* 多数。

Loc.4: *Archaeodictyomitra* spp., *Dictyomitrella(?)* cf. *kamoensis*, *Mirifusus diana* s.l., *Sethocapsa* sp.など。

E. ptyctum の産出レンジは、ジュラ紀中世後期 (Callowian) ～ジュラ紀新世後期 (Tithonian 後期) である (Matsuoka, 1995)。*C. cylindra* の初産出層準は、Baumgartner et al.(1995)によると *Eucyrtifiellum pyramis* のそれにほぼ等しく、*E. pyramis* は *E. ptyctum* の子孫型と解釈されている (Aita and Okada, 1986)。*C. cylindra* と *E. pyramis* の産出より、本コンプレックスの年代はジュラ紀新世中期～後期 (Oxfordian 中期～Tithonian 後期) のある時期と判断される。

2. 白亜紀最初期コンプレックス：本コンプレックスは、チャート、砥石型珪質粘土岩および砂岩などをブロックとして、混在岩中の泥岩基質中に含むメラングジュからなる。混在岩中の面構造は、北東-南西走向で北に中角度に傾斜する。北側に位置する三波川帯とは、低角度で北に傾斜する滝原スラスト (Kimura, 1954) で接し、本コンプレックスは三波川帯の構造的下位に位置する。年代決定に有効な放射虫化石は、混在岩基質の泥岩 (Locs.5～8)、凝灰質泥岩 (Loc.9)、チャートに伴われる珪質泥岩 (Locs.10,11) からそれぞれ得られた。

Loc.5: *Archaeodictyomitra* cf. *apiarium*.

Loc.6: *Archaeodictyomitra apiarium*, *A.* spp., *Cryptamphorella* spp., *Parvicingula* spp., *Protunuma* sp., *Pseudodictyomitra carpatica* など。

Loc.7: *Archaeodictyomitra* spp., *Loopus* sp., *Pseudodictyomitra* spp.など。

Loc.8: *Archaeodictyomitra* spp., *Cinguloturris* cf. *cylindra*, *Pseudodictyomitra* spp., *Pantanellium* spp.など。

Loc.9: *Archaeodictyomitra apiarium*, *Archaeodictyomitra* spp., *Cinguloturris cylindra*, *Cryptamphorella* spp., *Mirifusus diana* s.l., *Pseudodictyomitra carpatica*, *Pseudodictyomitra* sp. C sensu (Yao 1984), *Ristola cretacea*, *Sethocapsa uterculus*, *Xitus gifuensis* など。

Loc.10: *Cinguloturris cylindra*, *Eucyrtidiellum* cf. *pyramis*, *Mirifusus diana*e s.l., *Parvicingula* spp., *Ristola procela* など。

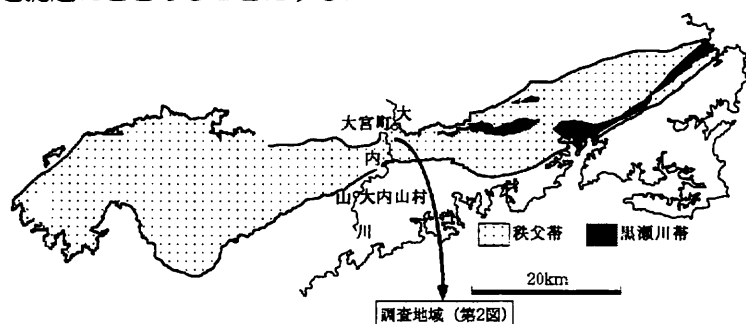
Loc.11: *Archaeodictyomitra apiarium*, *Archaeodictyomitra* spp., *Parvicingula* spp., *Pseudodictyomitra carpatica*, *Sethocapsa* sp. など。

上述の各岩相からは *P. carpatica* が共通して産出し、*P. carpatica* の初産出層準はジュラ紀新世最後期 (Tithonian 末期) である (Matsuoka, 1995)。*E. pyramis* は、その初産出層準が *P. carpatica* のそれにほぼ同時期であり (Aita, 1987)、その産出レンジは Baumgartner et al. (1995) によると Tithonian に限定されるように比較的短い。珪質泥岩や凝灰質泥岩は、混在岩中にブロックとして産し、混在岩基質の泥岩の年代はそれらよりも若い。以上より、本コンプレックスの年代は白亜紀最初期と判断される。

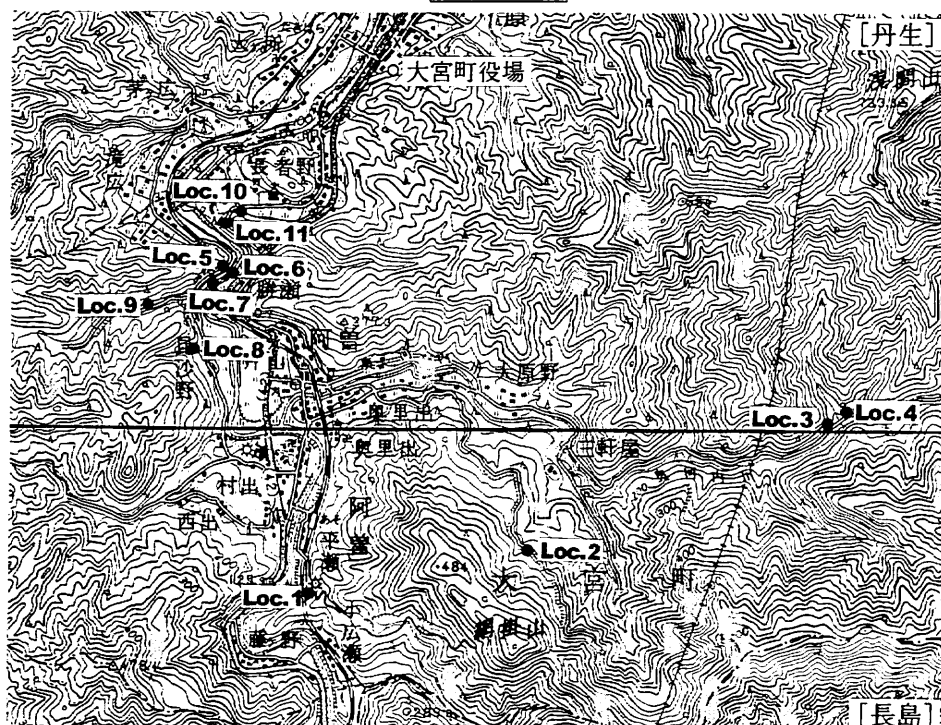
以上に述べた両コンプレックスは、その岩相、構造および放散虫化石年代より、明確に区別することができるが、両者の地質関係については、野外において確認しておらず現時点では不明である。

【議論】 紀伊半島東部の秩父帯北縁部において、放散虫化石年代より初めて、白亜紀最初期を示すコンプレックスの存在を明かにした。本コンプレックスについては、その分布や周辺地質体との地質関係など、現時点では不明な点が多く、その地質的意義について十分に議論しうる状況にない。また、ジュラ紀新世中期～後期コンプレックスは、白亜紀最初期コンプレックスのすぐ南側に広く分布する。大内山川流域では、秩父帯はジュラ紀新世中期以降のコンプレックスのみから構成され、ジュラ紀古世または同中世のコンプレックスを欠いている。

両コンプレックスは大内山川より西方約 2～3km でその分布が絶たれ、それ以西にはジュラ紀中世中期のメランジュ、およびジュラ紀中世中期～新世前期を示すチャート碎屑岩シークエンスからなるコンプレックスが広く分布する (柏木, 1998)。このように本地域周辺では、秩父帯に一般に認められる、地帯の伸長方向に平行な帯状配列が認められない。この問題に関しては別の機会に議論する予定なので、ここでは問題提起にとどめることにする。



第1図.
紀伊半島東部における秩父帯・黒瀬川帯の分布。
大和大峯研究グループ (1987), 松田 (1984), 加藤・坂 (1997), 加藤 (1995), 坂ほか (1988) などを参考に作成。



第2図.
放散虫化石産出地点。
国土地理院発行の
5万分の1地形図
「丹生」「長島」を
使用。

放散虫化石群集の出現・絶滅パターンの解析

—ペルム紀新世およびジュラ紀古・中世群集を例として—

桑原希世子・八尾 昭 (大阪市立大学理学部地球学教室)

Analysis of origination and extinction of radiolarian fossil assemblages
-A case study on Late Permian assemblages and Early-Middle Jurassic assemblages-
KUWAHARA Kiyoko and YAO Akira (Dept. Geosci., Fac. Sci., Osaka City Univ.)

放散虫化石群集の解析から、地球環境変動の復元にアプローチしようという目的で、ペルム紀からジュラ紀にかけての放散虫群集の解析を進めている。化石群集の出現・絶滅パターンの解釈にあたって、確率論的な補正が必要となる。この補正の手法について、ペルム紀新世およびジュラ紀古・中世群集を例にとって報告した。

ペルム紀新世放散虫化石群集については美濃帯郡上八幡セクションにおいて、種数による群集変化の検討がなされた(桑原・八尾, 1998)。化石群集の出現・絶滅パターンを解析する際に、検討セクションの最下位と最上位の層準では、実際の検出種数がそのまま使われる。中位の層準では、補間種数が想定されるために、種数が多く見積もられる。ここで、補間種数とは、「ある層準に未検出であるが、上下の層準に検出されるために、中位の層準にも生存するものと判断される種の数」とする。この補間種数を扱うことにより、みかけ上、セクションの下位では出現種数が多く、上位では絶滅種数が多くみえる。群集変化を論じる際には、確率論的にこれを補正する必要がある。

補正のために「定常的群集変遷モデル」(第1図)を想定した。このモデルは、1) 各層準の構成種数が一定、2) 層準間での生存率(絶滅率・出現率の逆)が一定、3) 検出率が一定、4) 層準間隔が時間的に一定、であるとする。一層準の種数を N 、生存率を y ($0 < y < 1$)、検出率を x ($0 < x < 1$)、層準数を h とすれば、 n 番目の層準におけるみかけの出現種数 Z_n は、

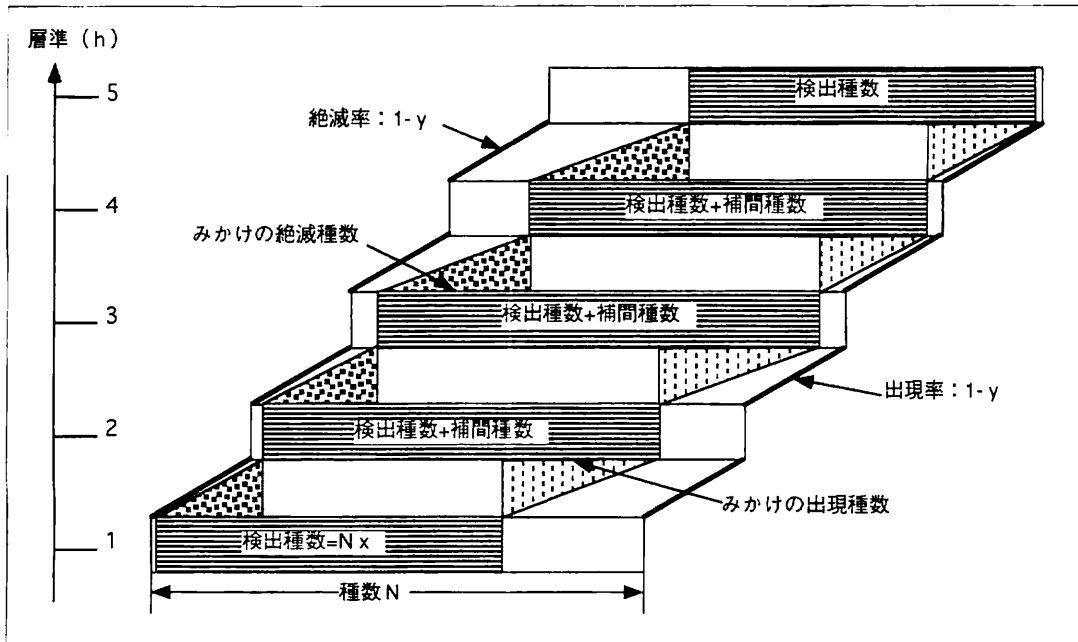
$$Z_n = N(1-x)^{h-1}y^{h-1}x + \sum_{i=2}^h (1-y)N(1-x)^{h-2}y^{h-2}x$$

となる。これを用いて、実際のセクションにおける絶滅種数・出現種数の補正が可能となる。

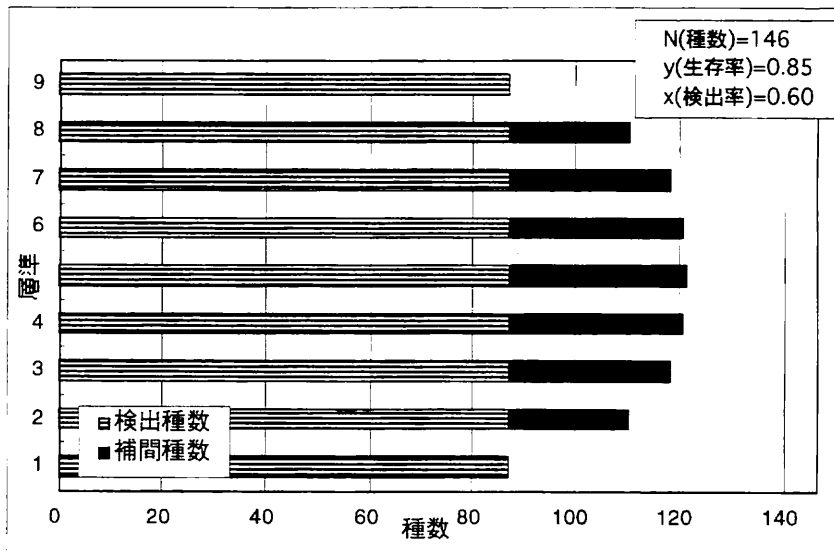
郡上八幡セクションでは、ペルム系上部統の *Follicucullus scholasticus*-*F. ventricosus* 帯から *N. optima* 帯にかけての9層準(下位より Gj-624, Gj-509, Gj-434, Gj-401, Gj-140, Gj-114, Gj-60, Gj-14, Gj-142)のデータを扱い、モデル化のためのパラメータとして1) $N=146$, 2) $y=0.85$, 3) $x=0.60$ を設定し、モデル(第2図)と実際のデータ(第3図)との比較を行った。絶滅種数・出現種数について、比較的モデルに近い群集変遷の傾向が認められる。層状チャート層の形成されているペルム紀新世の数百万年の時間幅の中では、種数が一定で(百数十種)、出現率や絶滅率が一定の群集変化をしていると判断される。桑原・八尾(1998)では、Gj-140からGj-142の5層準間の群集変遷を検討し、その結果、ペルム紀末に向かうにつれ出現種数が徐々に減少し、絶滅種が急激に増加すると考察した。しかし、今回の補正を行うとそのような傾向は認められないことになり、ペルム紀末に突然絶滅が生じたことになる。

ジュラ紀古・中世の放散虫群集の変遷については、美濃帯の Toarcian(186Ma)から Bajocian(168Ma)の18my.間の5層準(下位より NJ-12, HK-140, MKM-1, IN-7, IN-1)についての検討結果が報告されている(八尾, 1997)。これについても同様の補正を試みた。モデル化のパラメータは、1) $N=475$, 2) $y=0.98/0.5\text{my.}$, 3) $x=0.73$ とした。元のデータでは IN-7 と IN-1 間で152種が絶滅しており、値が大きく見えていた。しかし、定常モデルにおいても151種が絶滅することになるので、この間の絶滅が特に大きいとはいえない。むしろ MKM-1 と IN-7 の間(元のデータが115種、モデル値は66種)のほうが絶滅率が大きいことになる。

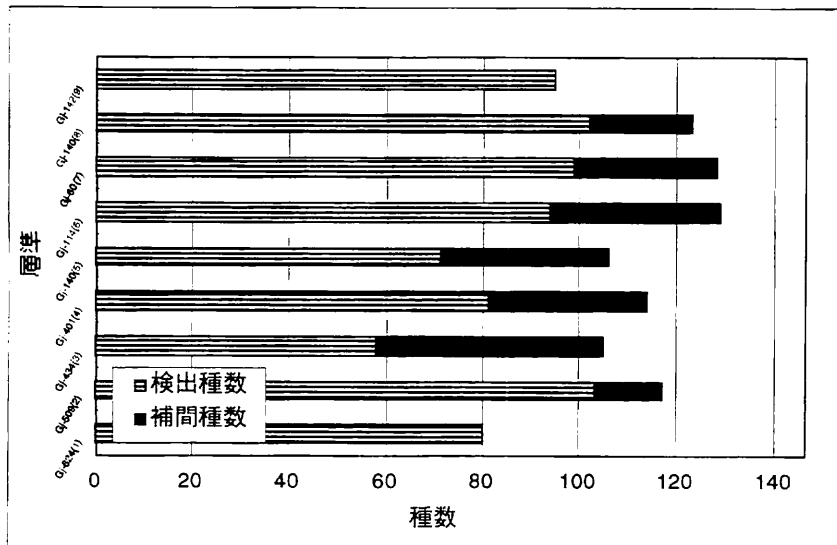
以上のみかけの出現・絶滅の補正は、セクションの年代幅以上の生存期間を持つ種が含まれる場合に考慮すべきである。とくにこの補正は、数十万年～数百万年の短い時間内での群集の変遷を論じる際により有効である。



第1図. 定常的
群集変遷モデル.



第2図. 郡上八幡セクションのデータに基づいて作成した定常的群集変遷モデル.



第3図. 郡上八幡セクションにおけるペルム紀新世放散虫化石群集の変遷.

日本地質学会関西支部報 125号(No.125)

1999年10月15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