

平成5年度

日本応用地質学会 関西支部 見学会 案内書

岐阜周辺地域の地質とその応用地質学的特性

1993

日本応用地質学会 関西支部

目 次

1993年度日本応用地質学会関西支部見学会の開催にあたって	1
日本応用地質学会関西支部 支部長 藤田 崇	
岐阜県東濃地方の瑞浪層群と瀬戸層群について	3
大阪市立大学 此松昌彦	
地層科学研究の概要	19
動力炉・核燃料開発事業団 山崎真一	
地層科学研究 中部事業所における調査試験研究	23
動力炉・核燃料開発事業団 湯浅泰久・柳澤孝一・杉原弘造・ 吉田英一・濱 克宏	
地層科学研究 地質環境の安定性に関する研究	43
動力炉・核燃料開発事業団 清水和彦・石丸恒存	
地層科学研究 調査技術開発	51
動力炉・核燃料開発事業団 長谷川 健・濱 克宏・前川恵輔	
美濃帯犬山地域の三畳紀ージュラ紀古世層状チャート	63
大阪市立大学 平石美樹子・八尾 昭	
石灰石の地質・生産・利用性状・用途	73
石灰石鉱業協会	

見学コース案内

集合日時： 平成5年12月3日（金），午前10時

集合場所： JR岐阜羽島駅

コース： 12月3日（金）JR岐阜羽島駅→名神・中央道（瑞浪インター）→瑞浪化石博物館→東濃鉱山→犬山市鶉沼の層状チャート→犬山市（レクリエーション入鹿）泊

12月4日（土）宿舎→根尾村水鳥の断層観察館→赤坂石灰石鉱山→伊吹石灰石鉱山→JR米原駅解散（午後5時頃解散）

1993年度

日本応用地質学会関西支部見学会の 開催にあたって

日本応用地質学会関西支部
支部長 藤田 崇

1992年度は、夏に京都で開催されたIGC（万国地質会議）と平行したIAEG（国際応用地質学会）の総会などの開催、さらに秋には10年ぶりに学会の研究発表会が大阪で開催されるなど本部行事が相次いだために、秋の研究発表会の後に、いわば本部行事の形式で関西新空港の現場の見学会を開催するに留まりました。支部独自の見学会、しかも1泊2日の見学会は2年ぶりのことであります。

今回は、岐阜県的美濃地域を主体に見学会を計画しました。この地域は応用地質学にとって多くの興味ある現場があります。例えば、東濃・瑞浪地域の第三紀層と化石、美濃炭田、陶磁器と原料である粘土（陶土）、地すべり、日本最大のウラン鉱山である東濃鉱山、中生代末の火山岩類と採石、美濃の中・古生層中の石灰岩とセメント、また、付近には有名な活断層がいくつか走っています。折角の機会なのでできるだけ多くの現場を見学したいと考えましたが、相当なハードスケジュールとなりますので、支部幹事も苦慮したようです。結局、スケジュールにありますような地点・現場を見学することになりましたが、やはり強行軍となりました。この点は御理解下さい。

できあがったスケジュールを見ると、盛りだくさんな内容を持った見学会になるものと期待しています。瑞浪の化石博物館は、中央自動車道建設の際に発掘された多くの貴重な化石を収集したもので、元名古屋大学の糸魚川教授がその設立に尽力されました。現在の東濃鉱山は、将来の核燃料廃棄物の地層処分に備えて地層・岩盤の実験場として知られ、数々の地層科学・環境科学的研究を進めています。赤坂・伊吹山の石灰岩と鉱山は、セメント原料の採掘として昔から有名です。さらに、中部地方のいくつかの活断層の中から根尾谷の断層（水鳥断層）を京都大学の岡田教授の御案内によって見学できるのは、本見学会にとって誠に幸いというべきであります。

参加者の方々が何らかの点で得るところがあれば、主催者として光栄に思います。今回の見学会の要望など何でも幹事にお申し出下さい。また、見学会は、参加者の方々の懇親の場でもありますので、大いに楽しんで頂きたいと考えております。

この見学会開催に当たり、多くの方々・関係機関の御協力を得ました。お名前を記して心から感謝申し上げます。

京都大学の岡田篤正教授、大阪市大理学部八尾 昭 教授・此松昌彦氏・平石美樹子氏、動力炉・核燃料事業団中部事業所、石灰石鉱業協会、金生山石灰石工業組合、大阪セメント株式会社。

岐阜県東濃地方の瑞浪層群と瀬戸層群について

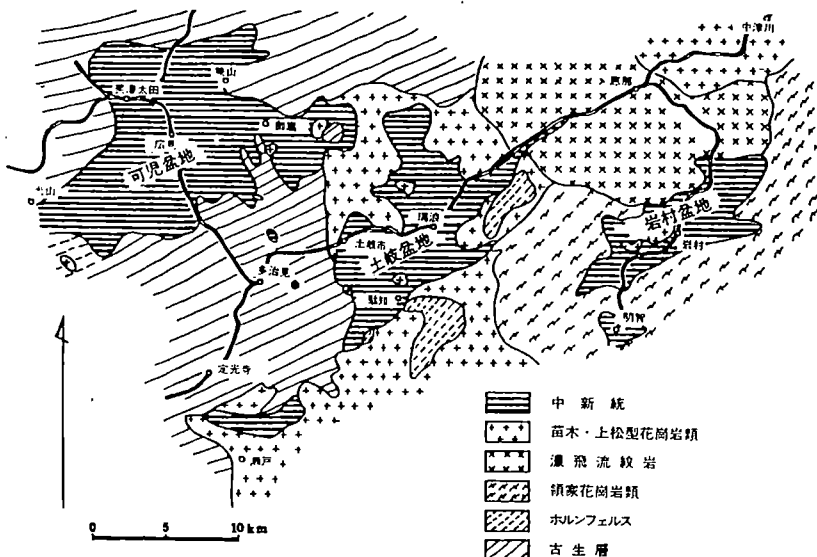
此松昌彦(大阪市立大学)

岐阜県の東濃地方と愛知県の一部には中・古生界と花崗岩類を基盤として、中新統から更新統が広く分布している。下部には中新世の瑞浪層群が分布し、その上部はまた不整合で中新世後期～更新世の瀬戸層群におおわれる。これらの堆積物は瀬戸内区に位置し、瑞浪層群は付近の設楽層群、一志層群などとほぼ同時期の第一瀬戸内累層群(笠間・藤田, 1957)に含まれ、マングローブなどの亜熱帯環境が推定される”熱帯海中気候事件”(土, 1986)の層準を挟む。さらに瀬戸層群は鮮新・更新統の常滑層群、古琵琶湖層群、大阪層群などとともに第二瀬戸内累層群に含まれる(池辺, 1957)。

1. 瑞浪層群

岐阜県の東濃地方には第一瀬戸内累層群に属する中新統が、東から岩村・瑞浪・可児の3盆地に分布する(第1図)。これを、藤田・生越(1950)は瑞浪層群と命名した。糸魚川(1974)はこの中新統を岩相、化石相、地理的關係を考慮し一括して瑞浪層群と呼んだ。しかし各盆地ごとに岩村層群、瑞浪層群、可児層群と呼ぶこともある(伊奈, 1981)。瑞浪層群の基盤は”秩父古生層”の中・古生層、領家変成帯の領家変成岩類と領家花崗岩類、および濃飛流紋岩類である。本層はこれらを不整合でおおっている。また本層は鮮新世の瀬戸層群に不整合でおおわれている。

淡水・海成層からなり、デスモスチルスなどの大型哺乳類が発見されたり、貝類、サメの歯や植物化石など、多くの種類の化石が保存よく産出することで知られている。



第1図 東濃地方の地質概略図 (Uemura, 1961を糸魚川, 1980から引用)

層序

瑞浪層群はいちばん厚い瑞浪盆地で約600mある。層序区分は第1表になり、2つの非整合によって、下・中・上部に区分される。瑞浪盆地には全層準が揃っているが、他の盆地には上部はみられない。下部は土岐夾炭累層（淡水成層）、中部は下位から本郷累層（淡水成層）と明世累層（海成層）、上部が生俵累層（海成層）と命名され、全体的には1つの大きな海進を表している（糸魚川, 1974）。

瑞浪層群の代表的な柱状図を第2図に示した（糸魚川, 1980）。

第1表 瑞浪層群の層序表

（糸魚川, 1974） 4a)

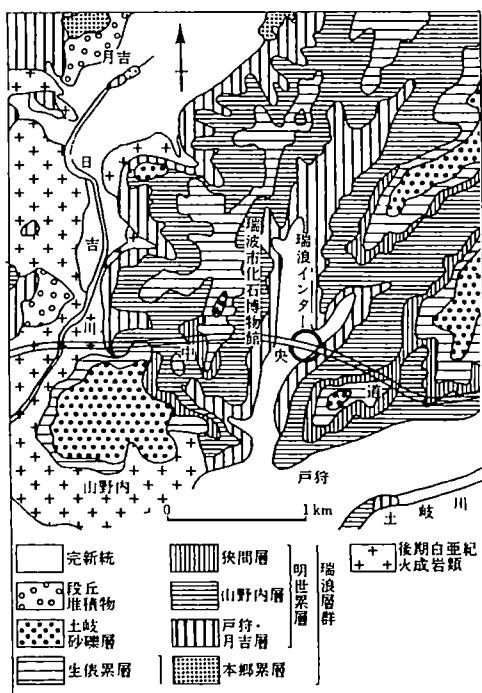
瑞浪層群	生俵累層	生俵泥岩層	名流礫岩層	本郷累層
	上部	肥田相	狭間層	宿洞砂岩相
	中部	久尻相	山野内層	—?
	下部	浅野層	戸狩・月吉層	桜堂相
土岐夾炭累層				

1) 土岐夾炭累層

松沢ほか(1959)命名。模式地は瑞浪市土岐町。泥岩、砂岩、角礫岩からなり、炭層や凝灰岩をはさむ。主として泥岩からなり、夾炭層は2～3の層準に認められ、最上部のものは山丈が10mにたっし、かつて盛んに採掘された（糸魚川, 1980）。基底部には花崗岩、チャートの不淘汰礫岩が発達し、基盤岩類を不整合でおおう。この礫岩の部分を中心にウラン鉱床がふくまれる（糸魚川, 1988）。本層からは阿仁合型の日吉植物群（Tanai, 1960）が産出し、落葉広葉樹が多いことから冷温帯に近い（伊奈, 1981）と推定される。海成の証拠はなく、可児盆地において淡水貝が発見されているため、淡水成とされている。層厚約140m（糸魚川, 1980）。

2) 本郷累層

藤田・生越(1950)命名。模式地は瑞浪市日吉町本郷。全体に凝灰質で、礫岩、軽石凝灰岩、砂岩、泥岩の互層からなり、クロラミナがみられる。比較的下部に、厚さが約10mで、軽石、スコリアを含む火山礫凝灰岩がある。多くの植物化石、炭質物、珪化木をふくむ。最大層厚約70m（糸魚川, 1980）。



第2図 瑞浪市北部地域の瑞浪層群地質図（糸魚川, 1988）

3) 明世累層

デスモスチルス研究委員会(1952)命名。瑞浪盆地全域にわたり分布する海成層であるが、岩相変化が激しく地域ごとにいろいろな層相名が使われている。盆地

中心部（化石博物館付近）では、下位より月吉層・戸狩層（明世累層下部）、山野内層（明世累層中部）、狭間層（明世累層上部）に区分される。盆地周縁部では、浅野相・桜堂相・久尻相・肥田相・宿洞砂岩相と呼ばれている（糸魚川，1980）。

A. 盆地中心部

・月吉層

瑞浪市明世町に発達する。凝灰質の無層理の泥質細粒砂岩からなり、石灰質のノジュールを含む。3枚の凝灰岩をはさみ上位の戸狩層とは漸移する。貝化石が多く、*Vicarya-Cyclina* 群集で代表され、汽水的な古環境が推定できる。炭質物やサンドパイプも多く、層厚約30m（糸魚川，1980）。

・戸狩層

土岐盆地中央部に発達する。無層理またはクロスラミナを持ち、粗一中粒の凝灰質砂岩からなる。また層理に平行に石灰質ノジュールが並ぶ特徴を持つ。山之内層との境界付近では2枚の白色の細粒凝灰岩（アベックタフ）と *Felaniella usta*（ウソシジミ）の化石層があり、鍵層となる。上位の山野内層とは漸移する。本層の貝化石群集として *Nipponomarcia-Phacosoma* 群集がある。層厚約30m（糸魚川，1980）。

・山野内層

無層理の凝灰質シルト岩～細粒砂岩で、青灰色～灰色を示す。石灰質ノジュールが点在する。また10枚の凝灰岩層をはさみ、鍵層となる。下位から約2mまで中粒砂岩で、上位の狭間層へと漸移する。貝化石を多く産し、*Macoma-Lucinoma* 群集、*Saccella-Cyclocardia* 群集に区分される。層厚約30m（糸魚川，1980）。他にデスモスチルスも産している。

・狭間層

明世町戸狩狭間洞付近を模式。軽石質凝灰岩と細粒凝灰石－凝灰質泥岩との互層からなる。凝灰岩層は無層理かクロスラミナをもち、自然木炭・コハクなどを含む。上位の生俵累層に非整合で覆われる。化石は泥岩中に点在し、貝化石群集では *Macoma-Ennucula* 群集がある。層厚は45m以上（糸魚川，1980）。小田からは植物化石を産する（伊奈，1981）。

B. 盆地周縁部

・浅野相

土岐市肥田町の旧浅野炭坑において、海成層が見つかり、下位の土岐夾炭層と非整合で接する。本相の最下部には礫岩があり、その上位に砂岩がある。層厚は約20m。地表では確認されていない（糸魚川，1980）。

・桜堂相

瑞浪市土岐町桜堂地域に分布し、中粒砂岩とシルト岩の互層からなる。下位に土岐夾炭層の泥岩と接し、上位に生俵層の基底礫岩（名滝層）によって不整合におおわれる。層厚は43m（糸魚川，1980）。

・久尻相

土岐市久尻・定林寺付近に分布する。中粒砂岩を主とし、下位より、礫岩、無層理砂岩、ラミネイト砂岩の3つに区分できる。層厚は35m以上（糸魚川，1980）。

・肥田相

土岐市土岐津付近に分布する。下部はクロスラミナの発達した細礫岩～粗粒砂岩で層厚は30m以上。上部は凝灰質・無層理のシルト岩・砂岩からなり、軽石凝灰岩を含む。層厚は65mある。軽石凝灰岩が狭間層の凝灰岩と連続することから、相当層と考えられる（糸魚川，1980）。

・宿洞砂岩相

瑞浪市日吉町を中心に分布する。中粒砂岩からなり、基底部に礫岩を伴う。炭質物を多く含み、暗灰色を呈する。明世累層の最上部に相当し、生俵累層の基底礫岩にあたる名滝層へ非整合におおわれる。化石を豊富に産し、*Miogypsina*・*Operculina*などの大型有孔虫や*Geloina*などの亜熱帯系の種が多い貝化石を含む。層厚は約10m（糸魚川，1980）。マングローブ植物のある古環境が推定され、土（1986）の“熱帯海中気候事件”の時期に相当する。此松（1990）の花粉分析結果によっても他の層準に比べいちばん温暖であることが示されている。

4) 生俵累層

藤田・生越（1950）命名。模式地は日吉町生俵。瑞浪盆地一帯に広く分布し、青灰色を呈した塊状な凝灰質泥岩よりなる。基底部に化石を含んだ礫岩・砂岩をとめない、局地的に厚くなる名滝礫岩層がある。基盤岩累を不整合に明世累層を非整合に覆う。最大層厚は約160m（糸魚川，1980）。カイメン骨針や貝類化石、温暖な気候下の植物化石（伊奈，1981）などを産する。花粉分析でも宿洞砂岩相につぐ温暖な気候を推定している（此松，1990）。

地質構造

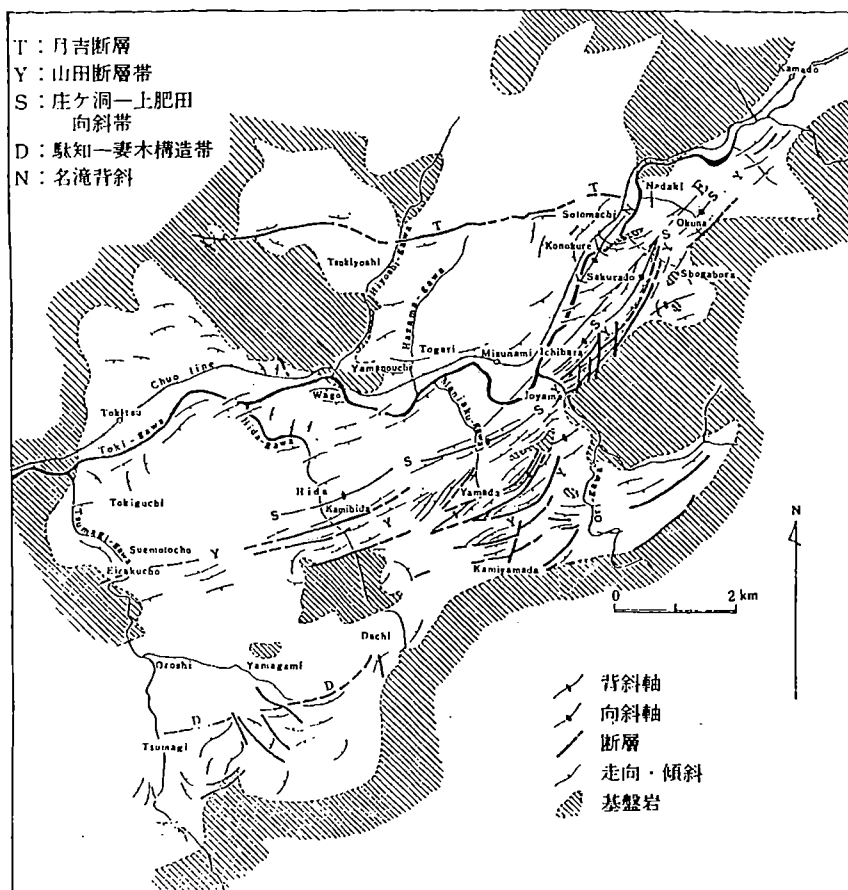
地質構造については、第4図に示すように瑞浪盆地の北部を東南方向に走る月吉断層と南部を北東―南西に走る山田断層帯で北部・中部・南部の3地域に区分される（Uemura, 1961）。北部は南～南西に約10°の傾斜の単斜構造を示す。中部地域は南～南東に10°以下の傾斜を示し、山田断層帯付近で向斜構造がみられ、南翼が20°―50°の急傾斜を示す。南部では基盤岩類が盛り上がり、その間の凹地を埋めて分布をする（糸魚川，1980）。

瑞浪層群の古環境変遷

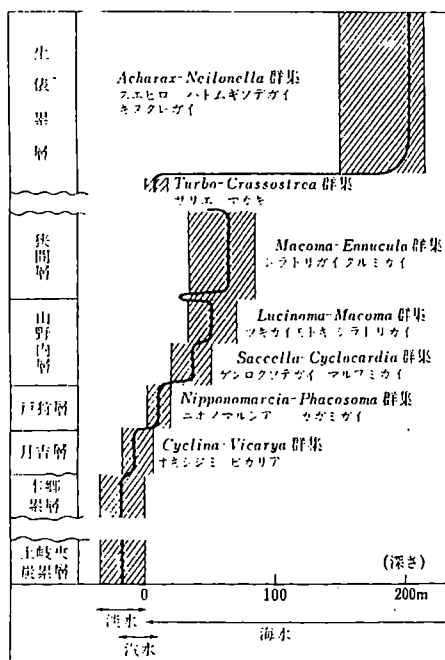
多くの種類の化石が産出し、とくに軟体動物は約500種におよび、他に類をみない（糸魚川，1980）ということである。化石群集はそれぞれ前記したが、それによって第5図のような古水深の推定（糸魚川，1986）や、第6図のような盆地ごによる古環境の変遷についても示されている（糸魚川，1980）

古地理

糸魚川・柴田（1993）は最近の放射年代、古地磁気年代や微化石年代を始め、他の新しいデータをもとに柴田・糸魚川（1980）の古地理図を改訂した。今回の特徴は古環境変遷のパターンをもとに示された以前の図にくらべ、詳細な年代を示

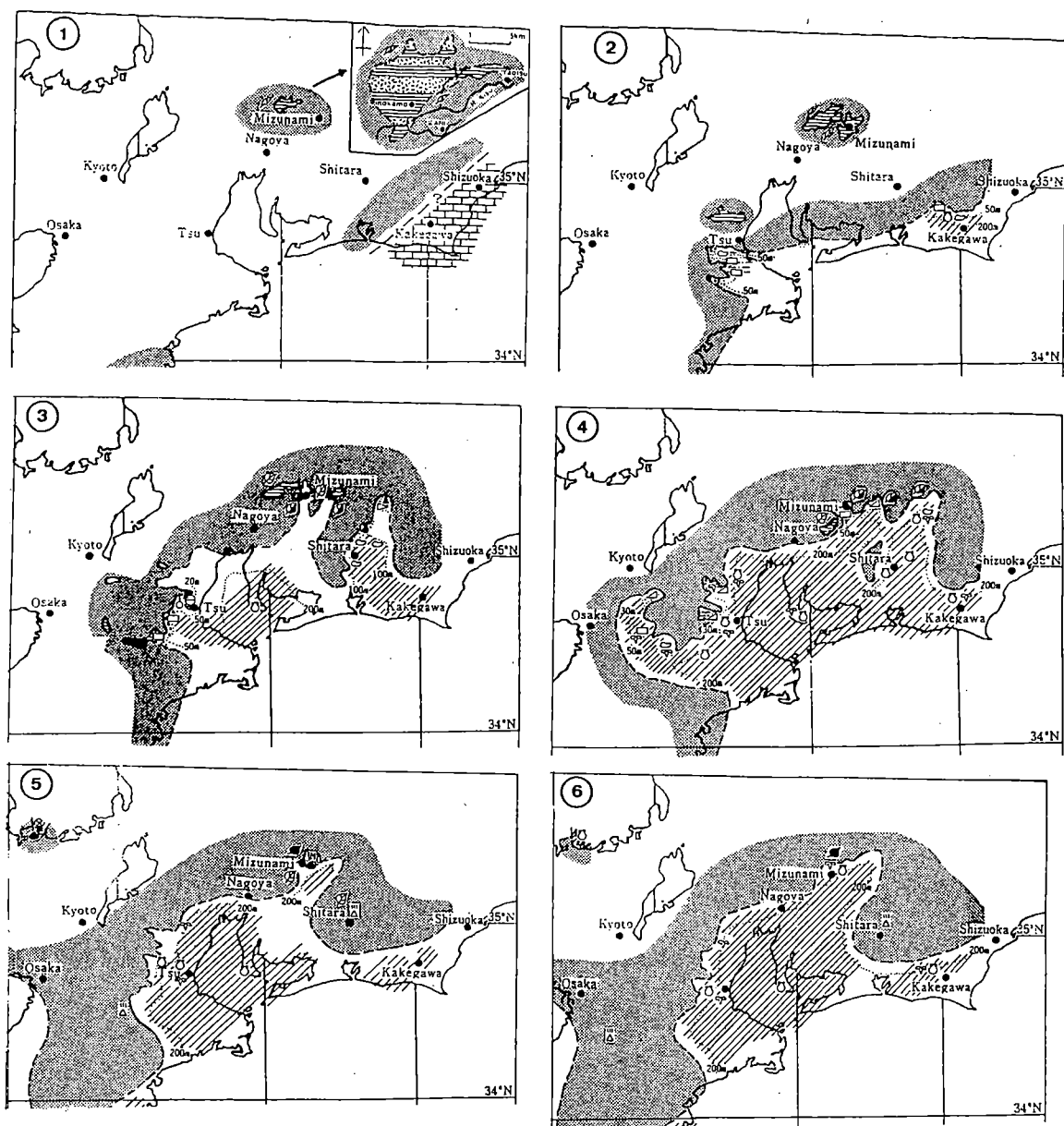


第4図 瑞浪盆地地質構造図 (Uemura, 1961を糸魚川, 1980から引用)



し、対比していることである。しかし F T 年代が生層序と合わず古くでている神戸層群や設楽層群には問題を残している。ここでは瑞浪層群の対比(第7図)とその付近の古地理図(第8図)だけを示した。対比表のそれぞれの番号が対応する古地理図である。注目点としては⑥の最大海進期である生俵累層になって、それまで内湾的な環境であったのが広い外海にめんした湾になったということである。

第5図 貝類化石群集と深さの変化 (糸魚川, 1986)



凡例 Legend

- | | | |
|---|---------------------------|---|
| 陸地 (land area) | Celostoma 群集 (assemblage) | Macoma-Lucinoma 群集 |
| 海域 (sea area) | Crassostrea 群集 | Malleria-Nuculana 群集 |
| 淡水域 (fresh water area) | Ostrea 群集 | Neilonella-Periploma (Pallidum, Acliana) 群集 |
| 汽水域 (brackish water area) | Cyclina-Vicarya 群集 | 翼足類 (Pteropoda) |
| 泥底 (muddy bottom) | Phacosoma 群集 | Mioagospina |
| シルト底 (silty bottom) | Barbatia 群集 | Operculina |
| 砂泥互層底 (bottom of alternation of sand and mud) | Chlamys 群集 | Cantharus 群集 |
| 砂底 (sandy bottom) | Macra-Glycymeris 群集 | Pectunculus 群集 |
| 礫底 (gravelly bottom) | Turritella-Glycymeris 群集 | Pectunculus 群集 |
| 火砕岩 (pyroclastics) | Vasticardium-Phacosoma 群集 | Pectunculus 群集 |
| 水陸境界線 (Shore line) | Saccella 群集 | Pectunculus 群集 |
| 水深 (depth) | Aclia (Truncacilia) 群集 | Pectunculus 群集 |
| 火山 (volcano) | | |

第8図 東部瀬戸内区の古地理図 (糸魚川・柴田, 1993を編図)

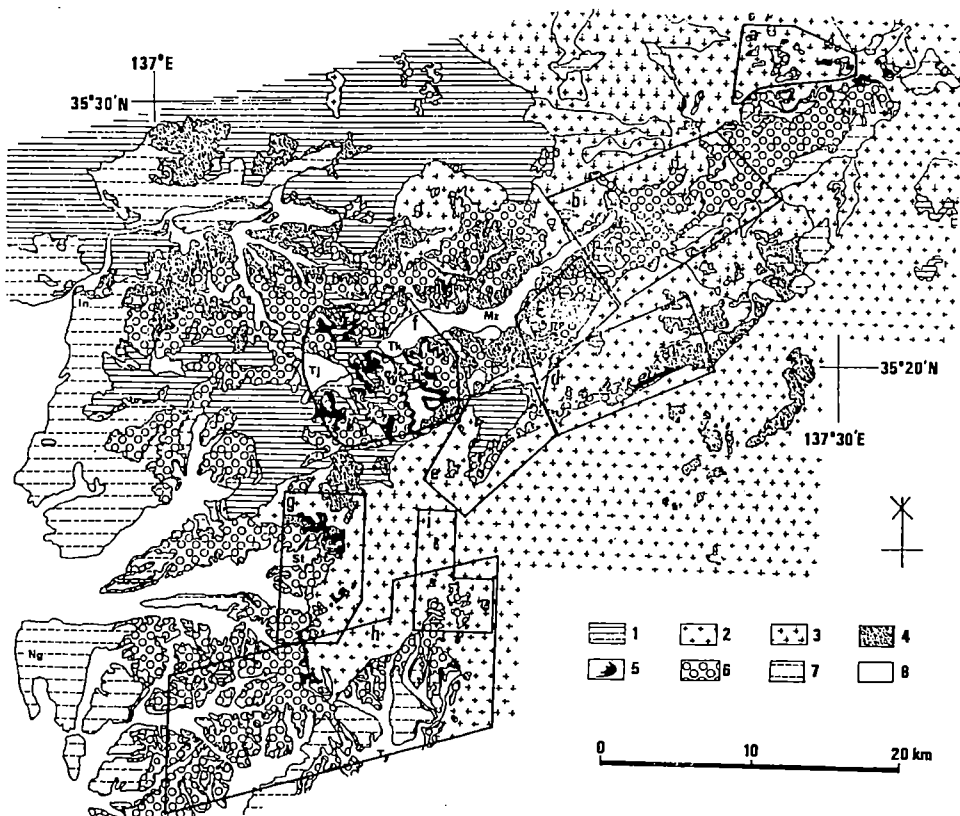
2. 瀬戸層群

瀬戸層群(横山, 1950)は岐阜県東濃地方と名古屋市北部に広く分布(第9図)する陸成層である。中新世後期～更新世にかけて現在の伊勢湾を中心に存在した東海湖(竹原ほか, 1961)あるいはそれにそそぎ込む河川沿いに堆積した陸水成層である(中山ほか, 1989)。本層群とはほぼ同時期の堆積物として、知多半島の常滑層群(小瀬, 1929)や三重県の奄芸層群(小川, 1919, 1920)が分布する。これらは東海湖に堆積した一連の堆積物として、東海層群(石田・横山, 1969)と呼ばれる場合もある。本層の下部に陶土層が存在し、窯業原料の粘土として採掘されていることで知られている。

層序

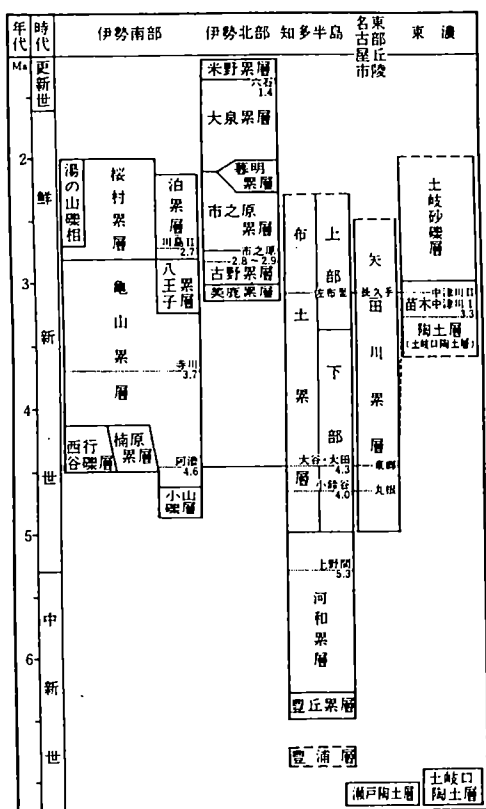
瀬戸層群の基盤は、中・古生界、花崗岩類、濃飛流紋岩類、それに瑞浪層群からなる。

一般的に下部は粘土を主体とする陶土層と、上部は礫層を主体とする地層に区分できる。瀬戸層群の層序と他の東海層群(常滑層群・奄芸層群)との対比表を第10図に示す。



第9図 東濃地方・名古屋市北部の地質概略図 (中山・陶土団研, 1989)

1: 中・古生界, 2: 花崗岩類, 3: 濃飛流紋岩類, 4: 瑞浪層群, 5: 瀬戸陶土層・土岐口陶土層, 6: 矢田川累層・土岐砂礫層, 7: 段丘堆積物, 8: 沖積層, Nk: 中津川, Mz: 瑞浪, Tk: 土岐, Tj: 多治見, In: 大山, St: 瀬戸, Ng: 名古屋, Ty: 豊田. 実線枠内: 調査地域, a: 陶土団研(1985), b: 中山・陶土団研(1987), c: 陶土団研(1982), d: 陶土団研(1982), e: 中山(1985), f: Fujii(1968), g: 桑原(1985), h: 中山(1987), i: 中山・中根(1989)



第10図 東海層群の層序と対比
(牧野内, 1988)



第11図 名古屋市東部丘陵の地質図
(森, 1971)

A. 名古屋市東部

愛知県の瀬戸層群は名古屋市東部の丘陵に分布し(第11図), 濃尾平野の地下にも存在する(森, 1988). 下部の粘土層を主体とする瀬戸陶土層と, その上部は砂礫層を主体とする矢田川累層にわけた(松沢ほか, 1960). 西～南西へゆるく傾斜する. 基盤は中・古生界と花崗岩で, 濃尾平野の地下では中新統を不整合でおおう. 全層厚は地表面で25～300m(森, 1971).

1) 瀬戸陶土層

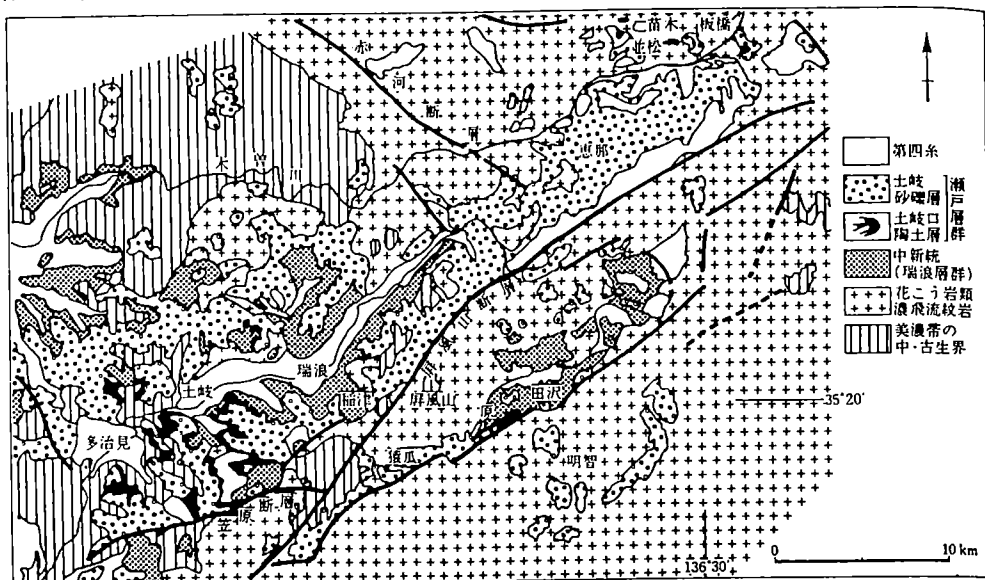
模式地は無いが, 瀬戸市北部から豊田市にかけて分布する. 花崗岩類の凹地に堆積した粘土を主体とし, やきもので必要な蛙目粘土や木節粘土がたくさん産出したり, 珪砂も含まれる. ここの炭質粘土層から多くの保存の良い植物化石が産出している. 三木(1939, 1941)によって研究され, *Pinus trifolia* (オオミツバマツ) bed としてまとめられた. 本層が最上位産出層準である *Pinus trifolia* や *Metasequia*・*Carya* (カリヤクルミ属)・*Nyssa* (ヌマミズキ属)などの第三紀型の植物化石, 近縁種が暖帯以南に分布する常緑広葉樹が多いことから温暖湿潤(百原, 1993)と推定している. 層厚は20～30m(森, 1988).

2) 矢田川累層

模式地は豊田市北部地域で、森(1971)は下位から、水野部層、高針部層、猪高部層に区分し、たがい非整合であるとした。中山(1987)は水野部層を、チャート礫層主体の藤岡部層、砂泥互層主体の日進部層に細分した。高針部層はおもに粘土層・砂礫層からなり、褐炭をはさむ。猪高部層はおもにチャート礫からなる。積算層厚は220m(森, 1988)。

B. 東濃地方

岐阜県多治見市から中津川市にかけて広く分布する(第12図)。基盤は中・古生界、濃飛流紋岩、花崗岩と瑞浪層群であり、これらを不整合でおおう。瀬戸層群は下部の粘土層を主体とする土岐口陶土層と、上部の土岐砂礫層にわけられる(赤嶺, 1954)。



第12図 東濃地域の瀬戸層群地質図 (中山・陶土団研, 1988)

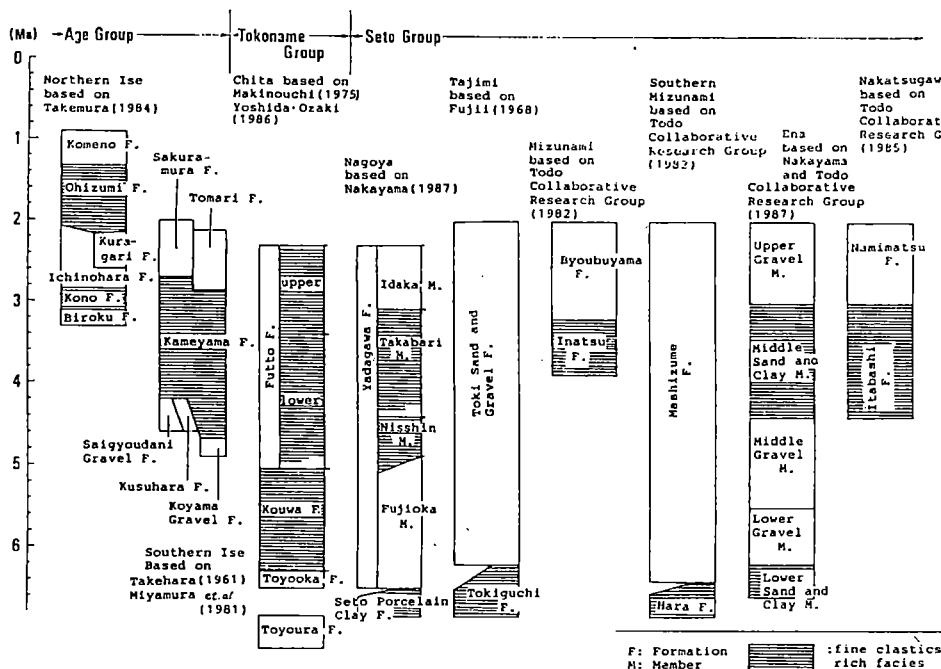
1) 土岐口陶土層

赤嶺(1954)により愛知県北部から東濃地方の陶土層に命名された。模式地は土岐市土岐津土岐口。他の陶土層を主体とする細粒な地層は瑞浪市南部で稲津累層、恵那郡山岡町の原累層(陶土団研, 1982)、中津川市では板橋累層(陶土団研, 1985)が存在する。石英粒をふくむ粘土・炭質物をふくむ木節粘土・石英砂(珪砂)などからなり、不淘汰な礫層や火山灰層をはさむ。層厚は最大の板橋で約50m、多治見市で約30m

瀬戸陶土層と土岐口陶土層はすべて小盆地にわかれて発達しているが、形成時代は一致するか確実ではない。中山・陶土団研(1989)によると瀬戸陶土層・原累層・多治見の陶土層は、第三紀型の植物化石が豊富で、とくに *Pinus trifolia* を産出することから中新世後期に形成したと考えている。一方、板橋累層に夾在

する中津川 I 火山灰の F.T. 年代が約 3.3 Ma (陶土団研, 1985) から鮮新世中期に堆積したと推定している。さらに東濃地方における瀬戸層群の層序関係をこれらのデータをもとに第 2 表にまとめられている。

第 2 表 東海層群(瀬戸・常滑・奄芸層群) の層序表 (中山・陶土団研, 1989)



これらの陶土層の形成過程については 2 つの意見がある。桑原 (1971) は中新世後期に花崗岩基盤岩上の小さい凹地群に風化した細粒物質がはこばれ堆積したもとしていいる。また陶土団研 (1982, 1985) や中山 (1987) は陥没盆地の形成時に高角の縁辺不整合面に崖錐性堆積物が堆積し、その細粒物質が盆地中央部に流れ堆積したと推論している。

2) 土岐砂礫層

岩堀 (1950) 命名。赤嶺 (1954) 再定義。もっとも分布が広く、直接基盤をおおうところもある。瑞浪市の屏風山累層 (陶土団研, 1982), 原累層の上位にあたる猿爪累層 (陶土団研, 1982), 板橋累層の上位にあたる並松累層 (陶土団研, 1985) などが土岐砂礫層に相当する。下位の土岐口陶土層とは一般的には整合関係で、一部で不整合や断層関係がある。

礫種の割合により、土岐型と水野型に区分される (桑原, 1975)。土岐型はびょうぶ山・笠原断層より北側を中心に分布する。礫種はおもに濃飛流紋岩で、50% を越えることもある。水野型は前記の断層より南側を中心に分布する。礫種はおもにチャートからなり、50% 以上の含有量をもつ。

古地理

中山・陶土団研グループ (1989)は東濃地方の古地理図(第13図)を復元した。

[瀬戸陶土層堆積期 7 Ma

伊勢湾全体に及ぶような東海湖は形成されていない。小陥没盆地が発生し、それにそそぎ込む小河川が発達する。また陶土層を形成する。

[土岐砂礫層堆積初期 6.5~5.0 Ma

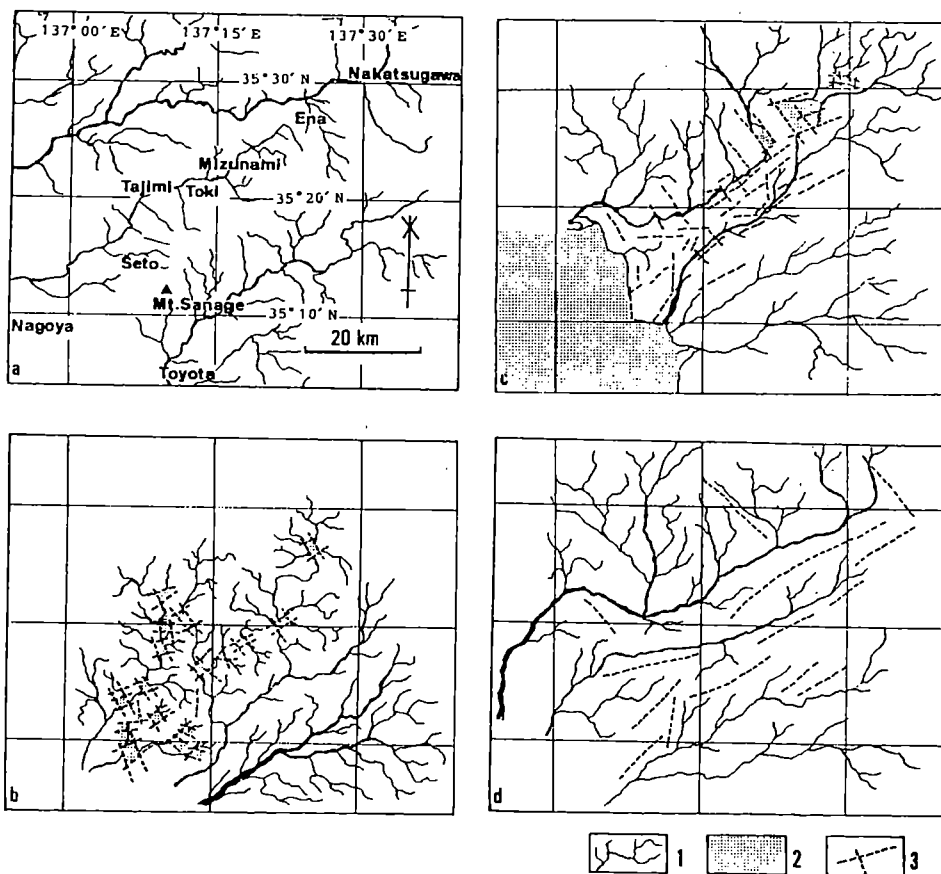
小陥没盆地が多く発生し、さらに河川系が発達し、山と盆地の差が大きくなり礫などの粗粒碎屑物を供給され、土岐砂礫層の一部と矢田川累層藤岡部層が形成された。

[土岐砂礫層中期 3.5~3.0 Ma

土岐砂礫層・矢田川累層の堆積期は東海湖の湖水域の拡大した時期であり、もっとも細粒物質の卓越した時期である。

[土岐砂礫層堆積末期 2 Ma

河川系は北遷し、小陥没盆地を発生させた断層の一部が再び逆断層として活動した。



第3図 東濃地方の古地理図

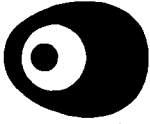
a: 現在図, a: 瀬戸陶土層堆積期 (7 Ma), c: 土岐砂礫層堆積中期 (3.5~3.0 Ma), d: 土岐砂礫層堆積末期 (2 Ma), 1: 河川系, 2: 湖水域, 3: 断層。

第13図 東濃地方の古地理図 (中山・陶土団研, 1989)

文 献

- 藤岡一男 (1963), 阿仁合型植物群と台島型植物群. 化石, 5, 39-54.
- 藤田和夫・生越 忠 (1960), 岐阜県瑞浪町北方の新生代層の岩相的分類—濃尾地方新生代層の地質学的研究 (第一報). 地質雑, 56, 481-492.
- 伊奈治行 (1974), 瑞浪層群上部の植物化石. 瑞浪市化博研報, 1, 305-352.
- (1977), 平牧累層の植物化石. 平牧の地層と化石, 47-102.
- (1981), 可児・瑞浪盆地の植物. 瑞浪市化博専報, 2, 1-20.
- (1989), アーバンクボタ, 28, 久保田鉄工, 25-26.
- 池辺展生 (1957), 日本新生代の積成盆地, 新生代の研究, 24-25, 508-517.
- 石田志朗・横山卓雄 (1969), 近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序および古地理・構造発達史を中心とした諸問題. 第四紀研究, 8, 31-43.
- 糸魚川淳二 (1974), 瑞浪層群の地質. 瑞浪市化博研報, 1, 9-42.
- (1980), 瑞浪地域の地質, 瑞浪市化博専報, 1, 1-50.
- (1984), 軟体動物化石から見たデスモスチルス類の生息環境, 地団研専報, 28, 35-44.
- (1986), 図説古生態学, 朝倉書店,
- (1993), 瀬戸内区の中新生古地理 (改訂版), 瑞浪市化博専報, 1-12.
- ・津田禾粒 (1986), 中新世中期の日本の古環境, 地球, 18, 136-139.
- 笠間太郎・藤田和夫 (1957), 日本の新生代の堆積区とその変遷 (1) 瀬戸内地質区の特性と変遷, 新生代の研究, 24/25, 11-19.
- 此松昌彦 (1990), 瑞浪層群の花粉化石集団と古環境変遷, 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, 196.
- 牧野内 猛 (1988), 中部地方Ⅱ, 共立出版.
- Miki, S. (1939), On the remain of *Pinus triforia* n. sp. in the Upper Tertirly from Central Honshu in Japan. Bot. Mag. Tokyo, 53, 239-246.
- (1941), On the change of flora in Eastern Asia since Tertiary Period(1). Jap. Jour. Bot., 9, 237-303.
- 百原 新 (1993), 近畿地方とその周辺的大型植物化石相. 大阪層群, 創元社.
- 森 忍 (1971), 名古屋市東部の瀬戸層群矢田川累層, 地質雑, 77, 635-644.
- (1988), 名古屋市東部丘陵地域, 中部地方Ⅱ, 共立出版
- 中山勝博 (1987), 愛知県猿投山周辺の瀬戸層群と猿投一知多上昇帯. 地球科学, 41, 114-130.

- ・陶土団研グループ (1988), 瀬戸層群, 東濃地域, 中部地方Ⅱ, 朝倉書店.
- (1989), 瀬戸層群の堆積盆地, 地球科学, 43, 392-401.
- 柴田 博(1985), 中新世における瀬戸内区, 地団研専報, 29, 15-24.
- ・糸魚川淳二(1980), 瀬戸内区の中新世古地理, 瑞浪市化博研報, 7, 1-50.
- ・伊那治行(1983), 愛知県設楽層群の貝類および植物化石, 瑞浪市化博専報, 4,
- 竹原平一・森下 晶・糸魚川淳二 (1961), 名古屋港の地盤. 名古屋港管理組合, 名古屋.
- 陶土団体研究グループ (1982), 岐阜県瑞浪市南部の瀬戸層群—瀬戸層群の堆積盆地の発生—発展に関する研究(2). 地団研専報, 24, 143-155.
- (1985), 東海湖の東縁部における陥没盆地—岐阜県中津川市付近の瀬戸層群—, 地団研専報, 29, 101-118.
- 土 隆一(1986), 新第三紀のイベントとその時間空間的ひろがり. 月刊海洋科学, 18, 132-135.
- Tanai, T. (1960), Neogene floral change in Japan. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, 11, 119-398.



高レベル放射性廃棄物の
地層処分研究開発特集

地層科学研究

地層科学研究の概要

動力炉・核燃料開発事業団

環境技術開発推進本部

Geosciences Research

1. Overview Geosciences Research

(Radioactive Waste Management Project)

地層科学研究は、わが国の自然的特徴を踏まえ、地質環境が本来備えている諸特性や、そこで発生している現象を幅広くとらえ、そのメカニズムを究明すること、またそれらの知見と地質学的観測に基づいた考察により、地質環境の将来変化を予測し、地質環境の長期安定性を明らかにすることを目的とする。地層科学研究は、日本の地質構造の特徴を踏まえ、代表的な地域における事例研究を中心として進める。また、これらに必要な調査技術の開発を行う。

1. はじめに

わが国は、現在の変動帯である環太平洋造山帯あるいは火山帯に属する弧状列島であり、地形は複雑で起伏に富み、地下水が豊富であるという特徴を有している。

地層処分の考え方は、地質年代的に長い時間、安定な場が存在しているとみられる地下深部の地層とその特性を利用して、超長期にわたって安全の確保を図ることを基本としている。

つまり、地殻変動等の影響が小さく、地下資源の存在する可能性が低い地層および適切な埋設深度(安定な地層)を選び、地下深部の地質環境が本来備えている特性(天然バリア)と、地下水による核種の溶出・移行を防ぐ観点から有効と考えられる工学的な機能(人工バリア)を有効に組み合わせた多重バリアシステムを構築することにより、安全を確保することが基本的な考え方である。

この考え方の前提となる地層(地質環境)の長期安定性、ならびに地質環境が本来備える特性やそこで生起している現象について過去・現在を究明し、将来の変化を予測する研究が必要不可欠である。この研究領域を地層科学研究として新たに設定し推進することとしている。

以下に地層科学研究の枠組みを示すとともに、特に中部事業所や釜石鉱山で行っている調査試験研究、スウェーデンSKBと共同で行っているHard

Rock Laboratory (HRL) での試験研究を例示的に示し、これらに必要な調査技術および地質環境の安定性に関する研究の現状を紹介する。

2. 地層科学研究の目的と位置づけ

地層科学研究の目的は、わが国の地質構造の特徴を踏まえ、地質環境が本来備えている諸特性や、そこで発生している現象を幅広くとらえ、そのメカニズムを究明すること、またそれらの知見と地質学的観測に基づいた考察解析により、地質環境の将来変化を予測し、地質環境の長期安定性を示すことにある。

地層科学研究を進めるに当たっては、

①日本全体を地質構造上の特徴に基いて捉え、代表的な地域について、地表から地下深部に至る地質環境特性と影響を及ぼす天然事象・現象を地層処分研究の立場から科学的に把握する基礎研究であること。②その研究内容は地球科学のほとんど全領域におよび、個々の専門領域が組み合わされた研究課題も多いという学際的かつ先端的な研究分野であること。③研究の実施に当たっては、地球科学の進展に則して当該分野の最新の知見を広く収集、反映していくことが重要であるが、原位置試験や深地層の研究施設等における調査試験研究あるいは地質学的観測に基づく事例研究を通じて体系的な地質環境特性データの取得とそこで生じる現象の把握と理解に基づくモデル化、評価までを順序立てて進めることが

肝要であること。このような考えに立って具体的に定量的な研究の展開を図るものとしている。これらの研究の展開に伴い、地質環境特性とそこで発生する現象のモデル化あるいは評価の手法開発が進められ、これによって単に個別の現象を理解するにとどまらず、複合現象の解明や得られた知見の一般化が図られ、わが国の地質環境特性の理解と地層の安定性評価が進むことになる。

地層科学研究は自然科学の一分野であり、その研究は、個々の具体的な事実から一般的な命題や法則を導き出す、という帰納法によって推し進めている。

具体的には下図に示すように、観察→予測→検証という一連の研究を行い、これを繰り返すことによって、一般的な傾向を把握することである。

この過程で取得されるデータについては、調査機器の信頼性、データの取得条件、代表性、再現性等を十分に吟味し、信頼性の高いものとするにより、法則の適用における不確実性の低減を図る。

なお、これらの成果は、地層処分安全確保の考え方や地層処分システム全体としての成立性を示すための体系的かつ定量的な根拠を提供するものでなくてはならない。

具体的には、わが国における地質環境の理解と性能評価研究に必要なモデルの作成のための知見や検証のためのデータセットとして活用する。

3. 研究項目

地層科学研究は、地層処分研究開発の基盤となる地質環境に関する科学的・技術的知見の取得蓄積を目指すものであり、これに基づき地質環境が本来備

える特性を理解するための「地質環境特性に関する研究」と地質環境の将来変化の予測により地質環境の長期安定性を明らかにするための「地質環境の長期安定性に関する研究」の2項目で構成している。

またわが国の地質環境が多岐にわたっているとされているが、国としては、まずこのわが国の地質環境を踏まえて、安全な地層処分が実施できることを科学的技術的に実証することを地層処分研究開発の目標とし、国民の理解を深めることとしている。このため、地層（岩種）と地域を特定せず、わが国の水理地質学的特徴によって堆積岩系と結晶質岩系の2岩系に区分して研究を進めることとしている。

(1) 地質環境特性に関する研究

地表から地下深部にわたる地質環境そのものの特性に関しては、地質を構成する岩盤の力学的、水理学的、熱的、地球化学的特性とそこに賦存する地下水の地球化学的特性が主な研究対象となる。また、そこで生じる現象としては、岩盤の力学的・熱的挙動・地下水流動・物質移行・固定が主な研究内容となる。

これと並行して、これらの調査研究のための合理的な調査・計測・観測技術の確立とマニュアル化を目指すとともに、機器の開発も進める。

実際の地下では、各々の特性や現象が複合し、連成しているが、ここでは、研究対象をカテゴリ分けし、以下の研究項目を設定する。

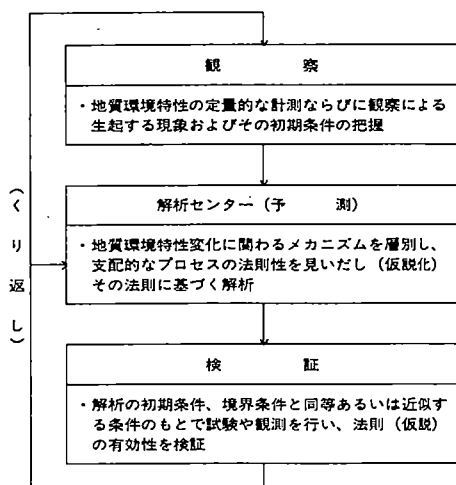
- ① 岩盤の力学的・熱的特性に関する研究
- ② 深部地下水の流動に関する研究
- ③ 深部地下水の地球化学的特性に関する研究
- ④ 地質環境中での物質移行・固定に関する研究
- ⑤ 調査機器および技術の開発

(2) 地質環境の長期安定性に関する研究

地質環境の長期安定性に関する研究では、想定されるある空間的な広がりをもつ地質環境に影響を及ぼすと考えられる天然事象そのものの理解、その発生様式、発生頻度、地質環境に与える影響の範囲や程度ならびにこれらの時間的推移について事例研究等を通じて科学的知見を蓄積整理する。

これらの知見に基づいて、長期的な地質構造的な場の変移と地質環境特性の変化を予測し、地質環境の長期安定性を評価する。

天然事象としては、地殻変動（断層・地震・隆起・沈降・侵食）、火成活動（火山活動）、気候変化（海水準変化、植生変化、氷河の消長）等が主な研究対象である。また、地質環境の将来変化の予測を行う手法の開発も重要な研究対象である。ここでは、当面の主要研究項目として、以下の6項目を設定する。

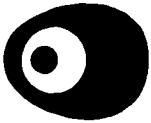


- ① 断層運動／地震に関する研究
- ② 隆起／沈降／侵食に関する研究
- ③ 火山活動に関する研究
- ④ 気候変動に関する研究

- ⑤ 低確率天然事象の研究

- ⑥ 地質環境の将来変化予測の研究

(環境技術開発推進本部 地層科学研究グループ
山崎真一)



高レベル放射性廃棄物の
地層処分研究開発特集

地層科学研究

中部事業所における調査試験研究

動力炉・核燃料開発事業団

中部事業所 環境地質課

Geosciences Research

2. Geoscientific Studies at the Chubu Works

(Waste Isolation Research Section, Chubu Works)

中部事業所における調査試験研究には以下の項目が含まれる。(a)岩盤の力学的特性に関する研究として坑道掘削の周辺岩盤への影響に関する研究。(b)深部地下水の流動に関する研究。(c)深部地下水の地球化学的特性に関する研究。(d)地質環境中での物質移行・固定に関する研究。

1. はじめに

中部事業所における地層科学に関する調査試験研究の大部分は東濃鉱山およびその周辺地域、すなわち東濃ウラン鉱床地域（以下、東濃地域と略称する）で実施されている。東濃ウラン鉱床は、わが国最大のウラン鉱床である。当地域は花崗岩（結晶質岩）とそれを覆う堆積岩から構成されている。

東濃ウラン鉱床地域の地質図と位置図を図1に示す。地層科学研究の場として本地域には下記の特長がある。

- ① 東濃ウラン鉱床の成因とされ、地層科学研究の主要課題の一つである、還元性の地質環境下での放射性元素の移行・固定現象を直接研究できる。
- ② 昭和30年代以来の詳細かつ系統的な地質データと岩石鉱物資料が利用できる。

表1に中部事業所における調査試験研究の現状を示す。このように、

- ① 深部地下水の流動に関する研究については、広域地下水流動モデルの構築とその検証に重点をおいている。
- ② 深部地下水の地球化学的特性に関する研究では、まず信頼性のあるデータを取得することを念頭に置き、そのデータを用いた広域的な地球化学的特性の変化の把握や水・岩石相互作用に基づく理論的な解析を進めている。
- ③ 地質環境中での物質移行・固定に関する研究

としては東濃ウラン鉱床という恰好のフィールドを利用して、天然放射性核種の挙動について、実際の天然の産状の研究と原位置での実験に基づく解析の両面から追求している。

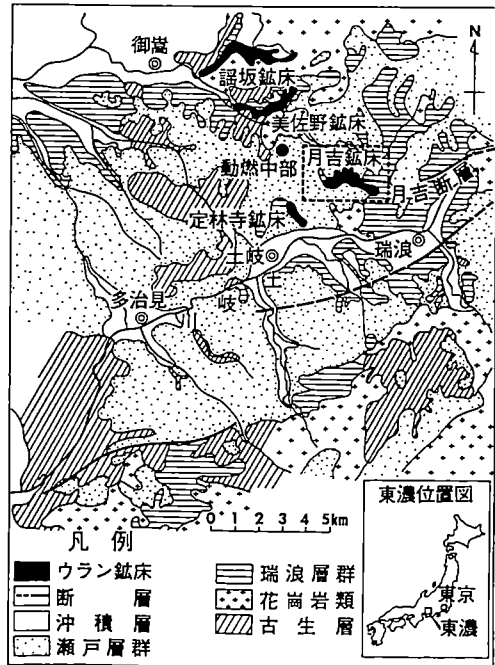


図1 東濃ウラン鉱床地域の地質図

表1 中部事業所における地層科学研究の現状

研究テーマ	目 標	成 果	今 後 の 課 題
(1) 岩盤の力学的・熱的 特性に関する研究 (i) 掘削影響評価研究	- 坑道掘削による周辺岩盤の 影響に関する解析および評 価手法の確立 - 計測手法の確立	- 影響を受けた領域は坑道周囲1m程度 - 岩盤特性変化に関連する事象を抽出 - 既存計測・解析手法の有効性と問題点 を評価	- 岩盤特性とこれに関連する事象の関係の定 量化 - 計測・解析手法の改良・開発 - 工法の比較
(2) 深部地下水の流動 に関する研究	- 1000m以深までの地下水の 流動機構の解明 - 調査手法の確立	- 中部地方(200km×300km)、東濃地方(8 km×7km)、東濃鉱山周辺(300m×300 m)において、地表から地下約1000m までの水理特性の概要の解明 - 堆積岩を対象とした地下水流動解析手 法の確立	- 数100m～1000m以深のボーリング孔多数 を用いた水理データの取得 - 結晶質岩を対象とした地下水流動解析手法 の開発 - 広域地下水流動についての調査手法の開発
(3) 深部地下水の地球 化学的特性に関する 研究	- 1000m以深の地下水の地球 化学的特性の分布とその時 間的変化の把握 - 調査手法の確立	- 東濃地区における、深度約150mまで の地下水の水質・年代・起原の解明 - 深度500mの水質データ取得(1孔) - 水・岩石相互反応についての基本モデ ルによる解析	- 数100m～1000m以深ボーリング孔多数を 用いた地下水データの取得 - 地球化学モデルの検証 - 調査手法の開発
(4) 地質環境中での物 質移行・固定に関す る研究	- 天然類似現象の研究によ る、処分システムの安全性 の確かさの向上	- 東濃鉱床中のウラン、過去100万年間、 ほとんど移動せず - ウランの鉱物への収着現象、一部解明 - 堆積岩の収着能力、一部評価	- 天然核種の移動の定量化と収着現象のモデ ル化 - 現象の再現性を確認するための室内試験方 法の確立

- ④ 岩盤の力学的・熱的特性に関する研究として
は坑道掘削の周辺岩盤への影響に関する研究を
中心に進めている。

2. 広域地下水流動に関する調査・研究

わが国における地下水の流れを明らかにするため
には、日本全国の水理地質環境を把握し、広域地下
水流動特性を適切に評価することが重要である。そ
のため、東濃地域を一例として、本地域を広域地下
水流動に関する調査・評価手法の確立の場と位置づ
けた調査・研究を進めている^{1),2),3)}。

(1) 広域地下水流動調査・研究の概要

広域地下水流動調査・研究は、調査・試験による
データの取得とそれに基づく地下水流動の把握およ
びその評価手法に関する研究を行っている。

調査・試験はその実施深度により区別し、①地表
から地下へ浸透する水の量(涵養量)等の表層部に
おける水理特性を明らかにするための表層水理調
査、②地下深部の水理特性を把握するための中層・
深層水理調査からなる。③これらの調査・試験から
得られたデータを基に、対象領域全体の水理地質学
的・地球化学的特性を妥当に評価できるような水理
地質構造モデルの構築を行う。さらに、④このモデ
ルを用いて、浸透流解析プログラムにより地下水流
動解析を実施し、広域地下水流動の評価を行う。⑤
以上の調査・評価手法は観測データによって検証を
行う(図2)。

(2) 表層水理調査

表層部における水収支を把握するために、東濃鉱
山周辺に河川流量計・土壌水分計・気象観測施設・

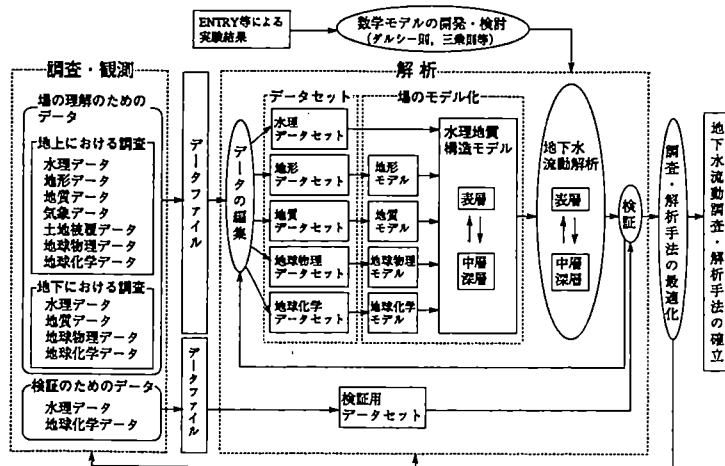


図2 地下水流動調査・評価工程図



図3 水理調査施設位置図

水位観測井を設置し、計測を行っている（図3）。

1989年5月から1990年4月にわたる1年間の観測結果から、本地域の涵養量は約0.5mm/日と算定できた⁴⁾。

また、表層部における水理地質学的特性を把握するため、リニアメント・植生・地形特性調査、地表水の流量測定・水質分析、地表踏査を行った。

衛星画像によるリニアメント（断層等を反映していると思われる直線的な地形）の解析から、その分布の差により地質構造区の区分が可能となった。航空写真による植生調査から、表層の水理地質と植生の間に調和的な相関を確認することができた。航空写真・地形図より作成した接峰面図・水系図等からは、本地域は一部に急峻な地形を含む丘陵状地形であることが明らかとなった。さらに地表における弾性波探査を実施し、断層等の地質構造の調査を行った。

渇水期の河川涵養源の多くは地下水であると考えられることから、渇水期の各流域の流出高（一日の総流出量をその流域の流域面積で除した値）はその流域の水理地質・地形条件を反映しているものと考えられる（図4）。地表水に関する調査の結果、流出高・水質および表層地質には密接な関係があることが分かり、特に表層の未固結層は水分貯留能力が高く、本地域の地下水流動を規制していることが明らかとなった¹⁾。

(3) 中層・深層水理調査

調査地域の花崗岩とそれを不整合に覆う堆積岩を対象として、試錐孔を利用した調査・試験を行っている。具体的には試錐孔を用いて原位置透水試験および物理検層、ポアホールテレビ・レーダー等によ

る調査（図3）を、また、採取した岩芯を用いて岩芯観察・室内透水試験および物性値（弾性波速度・密度・空隙率）の測定を行っている。

堆積岩類の透水係数分布からは、粗粒の部分ほど透水性が高く、中粒～粗粒砂岩の透水係数は約 10^{-6} cm/secオーダーであり、凝灰質砂岩や細粒～中粒砂岩の透水係数は約 10^{-8} cm/secオーダーであることが明らかとなった。

また、電気検層で得られた比抵抗値と透水係数との間には良好な相関が認められた⁵⁾。比抵抗値は比較的容易にそして連続的に求めることができるので、この関係を利用すると、透水係数を容易にかつ連続的に推定できる可能性がある。

花崗岩を対象とした透水試験結果からは、本地域の花崗岩は高透水性（ $10^{-3} \sim 10^{-4}$ cm/sec）の割れ目帯部分と、難透水性（ $10^{-6} \sim 10^{-9}$ cm/sec）の母岩および挟在物を含むと思われる割れ目帯部分とに区別できることが明らかとなった。また花崗岩より得られた割れ目の情報を用いて、各割れ目特性と透水係数との関係の多変量解析手法による評価や、地球統計学的手法による不連続性岩盤の性状の評価を試みている。

試錐孔での原位置透水試験の結果からは、深度が深くなるほど透水係数が小さくなる傾向や、本地域での間隙水圧が静水圧分布を示していることが明らかとなった。

また、全国を対象として地盤の透水性に関する文献調査を実施し、わが国における岩種による透水性の違いを検討した⁶⁾。

(4) 水理地質構造モデルの構築

対象領域内で行った地表踏査および岩芯観察に基

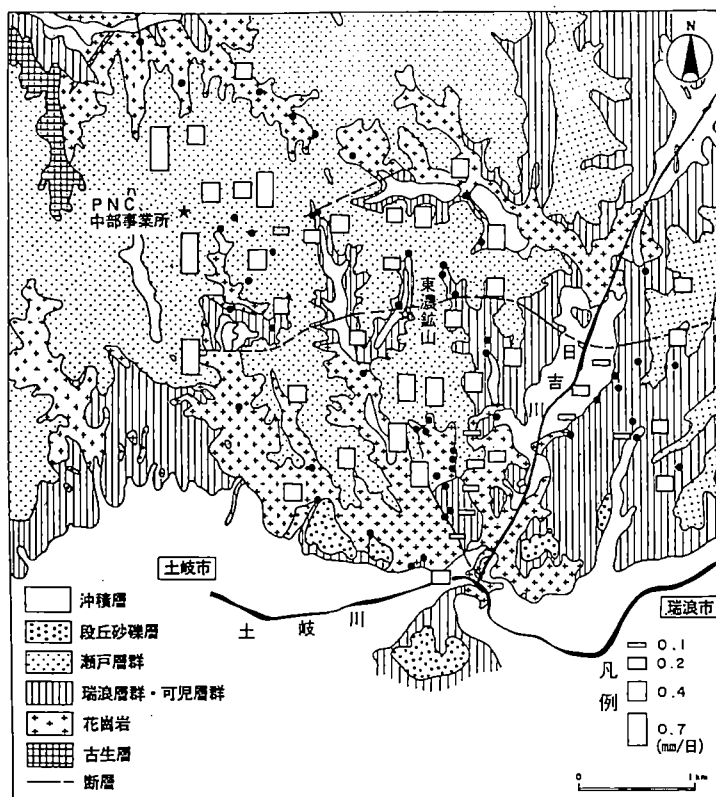


図4 渇水期流量の測定結果（流出高）

づき、本地域における岩相・粒度・固結度・風化の程度・割れ目等の地質学的特性を明らかにし、地質構造モデル（図5）を作成した。さらに表層水理調査および中・深層水理調査に基づく水理・水文学的特性を考慮して、本地域の水理地質構造モデルを構築した。ここでは7つの水理地質区分を設定した（図6、表2）。

また日本列島を大地形と大地質構造に区分し、既存の文献から調査した各地質体ごとの透水性を基にして、わが国における水理地質構造モデルを構築した。

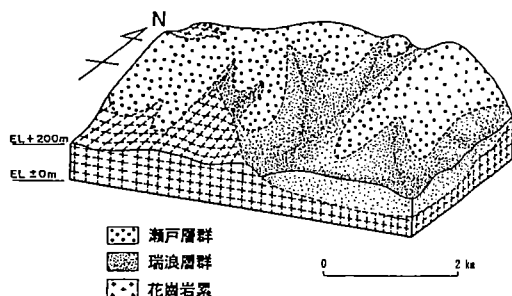


図5 東濃地域の地質構造モデル

(5) 地下水流動解析

広域地下水流動の特性を評価するために、例として本地域（8×7×深さ3km）および中部日本（300×500×深さ10km）を対象とした地下水流動解析を実施した⁷⁾。解析は、地盤を多孔質媒体と仮定した有限要素法による3次元非定常飽和不飽和浸透流解析

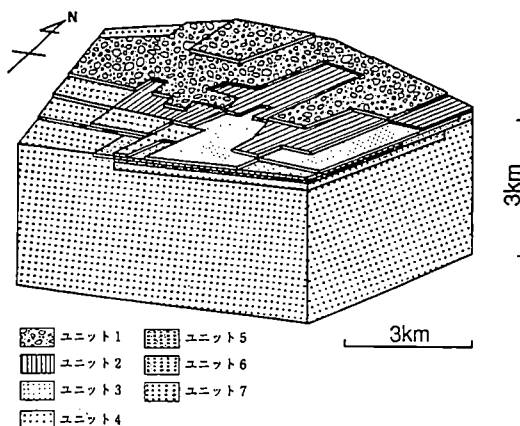


図6 東濃地域の水理地質構造モデル

表2 水理地質ユニットの区分

水理地質ユニット	透水係数(cm/sec)	岩 相
ユニット1	1.0×10^{-4}	未固結堆積物
ユニット2	1.9×10^{-5}	砂岩(中～粗粒)
ユニット3	5.4×10^{-5}	砂岩(凝灰質、細～中粒)
ユニット4	2.1×10^{-6}	礫岩(細～中粒)
ユニット5	6.6×10^{-5}	礫岩(中～粗粒)
ユニット6	2.4×10^{-5}	風化花崗岩
ユニット7	6.3×10^{-6}	花崗岩

プログラム(コード名:TAGSAC⁸⁾)によって行った。

その結果、次のことが明らかとなった。①東濃地域の解析では、表層付近の地下水流動は局所的な地形の起伏に規制される。また、深部の地下水流動は大局的な地形を反映する(図7)。②浅層部以外ではほぼ静水圧分布を示す。③深度500m以深での動水勾配は0.04未満である(図8)。④中部日本の解析では、標高-3000m以深の透水係数分布や不飽和

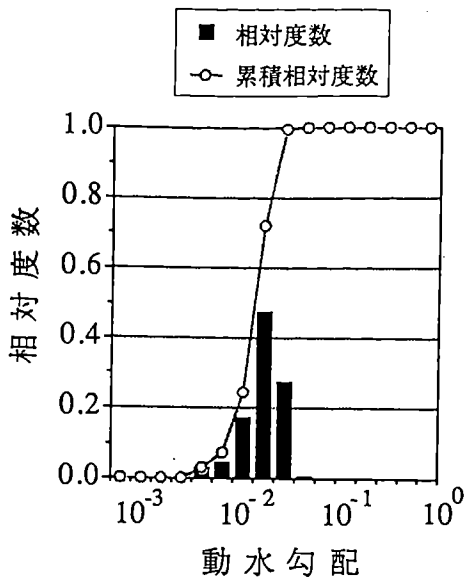


図8 東濃地域を対象とした解析例
【動水勾配の頻度分布】(深度500～1000m)

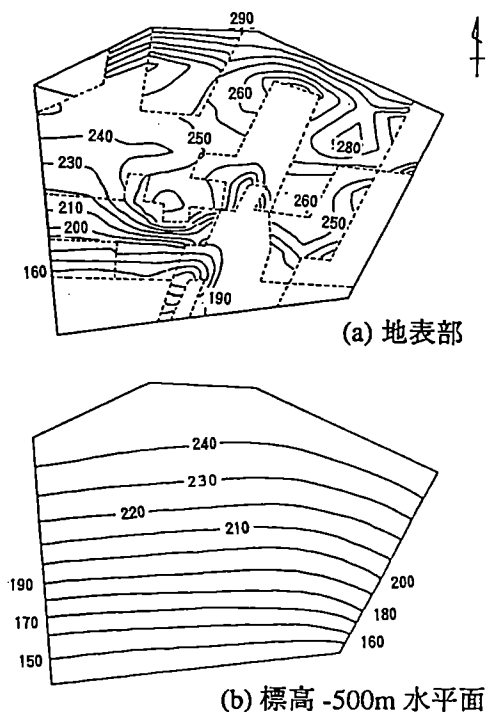


図7 東濃地域を対象とした解析例
【ビエゾ水頭分布】

特性および海岸部の側方境界条件を変えても、解析結果に大きな影響は現れない。

(6) 観測データによる検証

解析領域内に掘削した試錐孔において、間隙水圧の計測を実施している⁹⁾。これによると、地下1000m付近でも地下水圧はほぼ静水圧分布を示し(図9)、東濃地域を対象とした地下水流動解析の結果と調和的であり、本解析の妥当性を示すものと考えられる。

現在、本調査・評価手法の妥当性の検証を目的として、間隙水圧や河川流量等の長期にわたるモニタリングを継続実施している。

3. 地下水の地球化学的特性に関する調査研究

地下水の地球化学的特性は、地下深部の地質環境特性の主要な構成要素の一つである。また、地下水による物質の移行・固定現象を規定する主要因子として重要である。中部事業所では地層科学研究の一環として、東濃地域の堆積岩中に含まれる地下水の地球化学的特性の三次元的な分布を把握した。

(1) 地下水の水質

東濃鉱山第2立坑周辺に掘削した試錐孔を利用して、堆積岩層中の地下水を採取した。堆積岩層の各層準(上位より瑞浪層群生俵累層、明世累層、土岐夾炭累層)および花崗岩に対して採水ポイントを設定した(図10)。また、水平坑道内の試錐孔からの

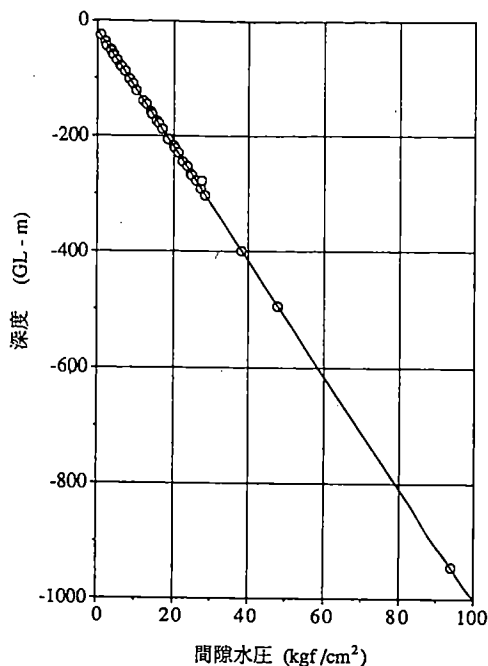


図9 試錐孔における間隙水圧測定結果

湧水、最上位の未固結層(瀬戸層群)から地表への湧水および降水も採取した。試錐孔からの地下水の採水には、Multiple Piezometer System(以下、MPシステムと略す)およびバッカー式地下水サンプラーを使用した。図10に示したすべての試錐孔には、MPシステムを設置してある。上記の手法で採取した地下水について、物理化学パラメータおよび主要な化学成分濃度を測定した。その結果、以下のことが明らかとなった¹⁰⁾¹¹⁾。

- ① 堆積岩中の地下水は深度が増加するにしたがって、中性から弱アルカリ性へと変化する。また、基盤をなす花崗岩中の地下水はほぼ中性である。
- ② 溶存酸素濃度はどの深度においても0.3ppm以下と非常に低い。
- ③ 堆積岩中の地下水の主要成分濃度の変化は層準には関係なく深度に依存している。そして、その変化の傾向は、深度が地表下約80~100m、標高では約200mを境に異なっている(図11)。すなわち、標高約200mより浅部においては、深度が増すほど $\text{Na}^+\text{HCO}_3^-$ は増加する傾向にあり、 Si 、 Ca^{2+} は減少傾向にある。また、標高約200mより深部では、 Na^+ 、 HCO_3^- 濃度に大きな変化は認められず、 Si 、 Ca^{2+} は低濃度であ

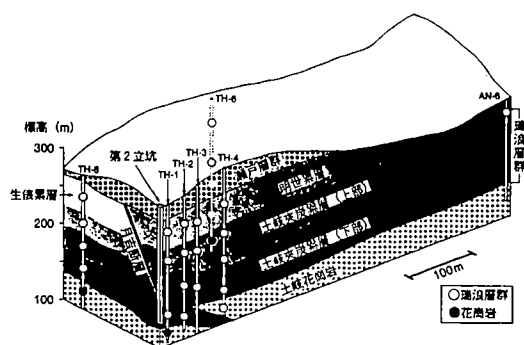


図10 地下水採水ポイント位置図

る。したがって、深度のより浅い層準の地下水は $\text{Na}^+-\text{Ca}^{2+}-\text{HCO}_3^-$ 型であり、より深い層準の地下水は $\text{Na}^+-\text{HCO}_3^-$ 型である。

- ④ 上記の地下水組成データおよび堆積岩中の主要な構成鉱物のデータを用いた熱力学的解析から、地下水の水質は、おもに長石、ス멕タイト等の地層中の主要な鉱物との反応によって形成されたと考えられる(図12)。

(2) 地下水の起源

水素・酸素の安定同位体比の測定結果($\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 図)を図13に示す。この結果から以下のことが明らかとなった。

- ① 堆積岩・花崗岩中の地下水の δ 値は、中部地方南部の天水の範囲¹²⁾に入ることから、これらの地下水の起源は降水である。
- ② 堆積岩最下部層中の地下水の安定同位体組成は、現在の降水や瀬戸層群中の地下水のそれとは異なり、 $\delta^{18}\text{O}$ が約1%低い¹³⁾。このことは、現在の気象条件下では、年平均気温が約2~3℃低いことに相当する¹⁴⁾。

(3) 地下水の年代

トリチウム濃度の測定結果(図14)から以下のことが明らかとなった。

- ① 瀬戸層群中の地下水のトリチウム濃度は、現在の東濃地域の降水とほぼ等しい。
- ② 堆積岩・花崗岩中の地下水のトリチウム濃度は深度によらず非常に低い(3 TU以下)。

以上より、瀬戸層群中の地下水は現在の降水が涵養したものであり、堆積岩・花崗岩中の地下水は、少なくとも40年以上経過したものであることが考えられる¹²⁾。

地下水の ^{14}C 濃度測定値から年代を求める場合には、地下水が流動する間に岩石との反応によって供

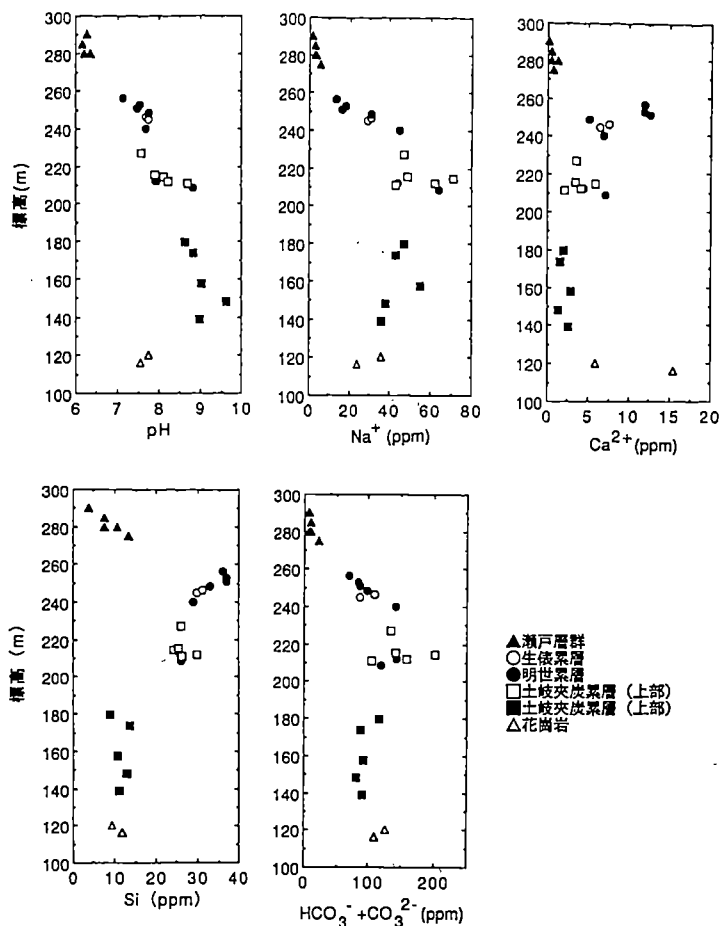


図11 東遼地域の地下水の化学組成と深度

給されるDead carbon (¹⁴Cを全く含まない炭素)を考慮する必要がある。そのために、本調査地域において考えられる以下の三つの反応によるDead carbonの供給を補正し、¹⁴C年代を求めた¹⁵⁾。

- ・帯水層中の堆積性有機物の酸化による二酸化炭素の供給。
- ・帯水層中の堆積性有機物のメタン醗酵による二酸化炭素の供給。
- ・貝化石の溶解による炭酸水素イオンの供給。

以上より、堆積岩最下部層中の地下水の¹⁴C年代として、一万数千年の値を得ることができた。この年代値は、ウルム氷期末期に相当し、当時は、現在よりも気温が低かったと考えられる。

以上の地下水の起源・年代に関して得られたデータから、堆積岩最下部層中の地下水は、一万数千年前の現在よりも寒い時期の降水に由来すると考えら

れる。

(4) 地下水の酸化還元電位

地下水の酸化還元電位は、物質の移行・固定を支配する要因の一つとして非常に重要である。しかしながら、酸化還元電位は測定に伴う様々な因子(大気、共存イオン、測定電極の種類、測定時間)によって影響を受ける可能性があるため、信頼性のある測定値を得ることが困難である。

上記の影響因子を把握するために、酸化還元電位を含めた物理化学パラメータ(電気伝導度(EC), pH, 溶存酸素濃度(DO), 水温)を大気に触れさせずに、かつ連続的に測定できるモニタリング装置を製作した。本装置は、酸化還元電位測定用の金属電極として金、白金の二種類、また、参照電極として甘こう電極を用いている。

東遼鉱山調査坑道内に掘削した試錐孔からの湧水

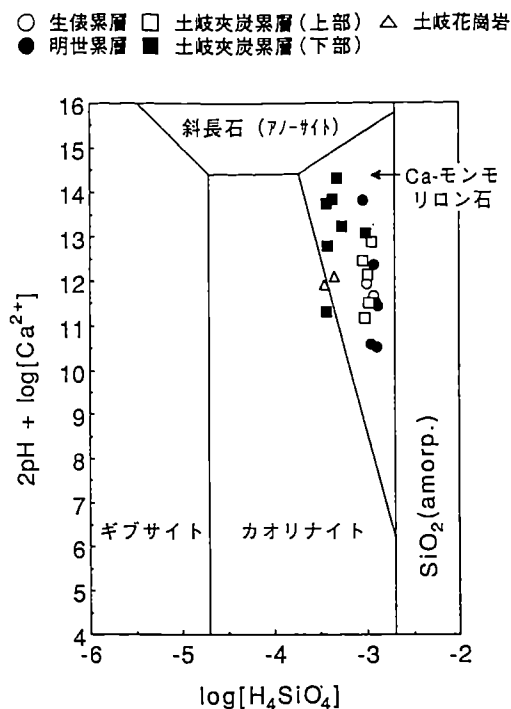


図12 東濃地域の地下水と鉱物との相平衡図

を対象として、約一年間上記の物理化学パラメータを連続計測した。その結果、上記の湧水の酸化還元

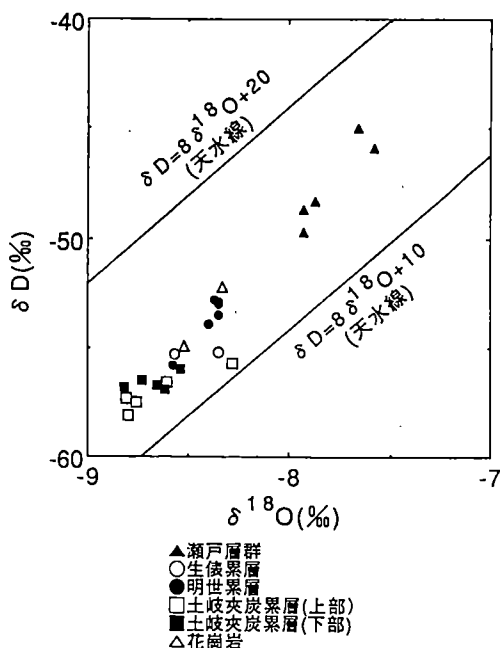


図13 東濃地域の地下水の δD - $\delta^{18}O$ 図

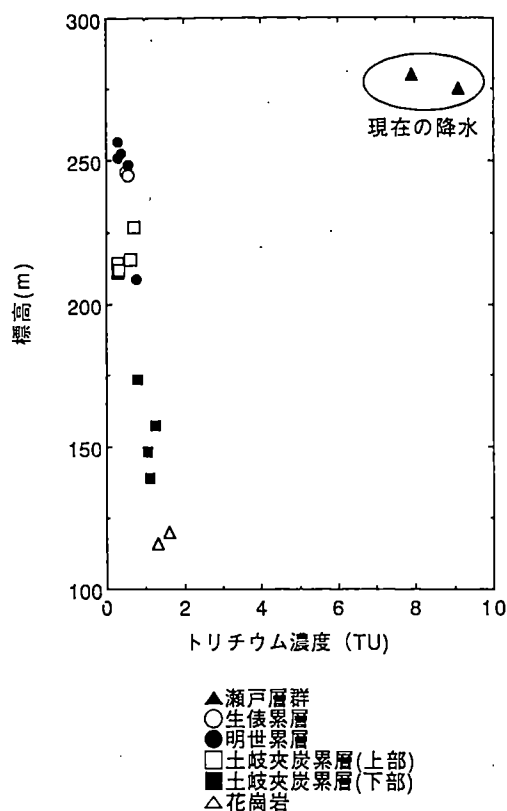


図14 東濃地域の地下水のトリチウム濃度と深度

電位は約-300mVであることがわかった (図15)。

(5) モデルによる酸化還元電位の推定

東濃地域の地下水組成・鉱物のデータに基づき地球化学計算コードPHREEQEを用いて酸化還元電位を推定し、実測値と比較した。酸化還元電位推定の手順を以下に示す¹⁵⁾。

- ① 地球化学コードに地下水組成データを入力する。
- ② pH、酸化還元電位をパラメータとして化学種分配解析を行う。これにより、溶液中の化学種の濃度、活量および水-岩石反応に関与する鉱物の飽和指数が求められる。
- ③ 沈澱する可能性のある過飽和鉱物 (飽和指数が1以上) を選定する。
- ④ ③で選定した鉱物のうち、酸化還元反応に寄与する可能性のある鉱物を選定する。
- ⑤ ④で選定した鉱物と実際に観察された鉱物と比較し、酸化還元反応に寄与している鉱物を抽出する。
- ⑥ 抽出した鉱物を対象として、Eh-pH線図を作成し、実測したpH値から酸化還元電位を推

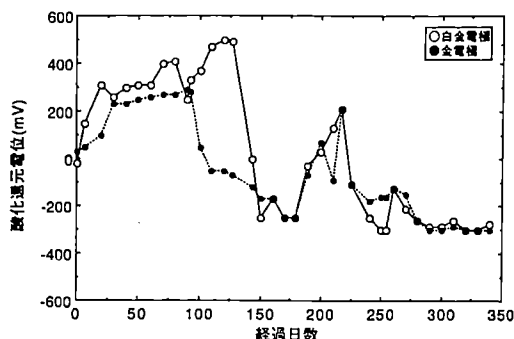


図15 酸化還元電位の測定結果

定する。今回の酸化還元電位推定に用いた地下水組成および鉱物組成をそれぞれ表3、4に示す。上記の①～⑥の手順で抽出された鉱物は黄鉄鉱である。この鉱物に関するEh-pH線図を図16に示す。黄鉄鉱が地下水と平衡であるとするれば、pH8.6付近では、酸化還元電位は-290mVである。この値は酸化還元電位実測値と一致している。

今後は酸化還元電位の実測値を取得し、上記に示した手法による検討を進める予定である。

4. 地質環境中での物質移行・固定機構に関する調査研究

地層中の物質移行・固定に関する天然類似現象として、ウラン鉱床を挙げることができる。ウラン鉱床を利用した研究により、地質環境の長期にわたる核種保持に関する重要な知見が得られるものと期待される¹⁷⁾。

中部事業所では、東濃ウラン鉱床を対象として、地質環境中での物質移行・固定に関する特性を把握するために、下記の調査・研究を行った。

① ウラン鉱床の生成・保存に係わる環境条件に関する研究

② 天然ウラン系列核種の移行・遅延に関する研究

(1) ウラン鉱床の生成・保存に係わる環境条件に関する研究

1) 東濃ウラン鉱床地域の古地形および古環境

東濃ウラン鉱床地域の地質は、基盤の白亜紀花崗岩と第三紀および第四紀の堆積岩層からなる。基盤

表3 東濃地域の堆積岩中の地下水組成

pH	HCO ₃ ⁻ (ppm)	Cl ⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	F ⁻ (ppm)	Na ⁺ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	全Fe (ppm)	U (ppb)
8.6	90	1	1	3	35	5	0.1	0.1	1

表4 東濃地域の堆積岩中で同定された鉱物

石英
斜長石
モンモリロン石
方解石
石灰石
菱鉄鉱
石膏
黄鉄鉱
方沸石
斜ブチロル沸石

花崗岩は、古河川系を示すと考えられるチャンネル構造を形成する。その基盤岩上部に分布する第三紀の堆積岩は、花崗岩の巨礫を多く含む下位の礫岩層と、炭質物を多く含む上位の砂岩・泥岩層に分けられる。ウラン鉱床は、主にこの境界部付近から上部にかけて、幅数m規模で分布する。ウラン鉱床の分布する部分は、傾斜の緩いチャンネル構造をなし、堆積岩中に巨礫と炭質物を含むことから、川の氾濫原・沼沢地に類似した堆積環境であったことが推定される¹⁸⁾(図17)。

2) ウランの産状と地質学的・地球化学的環境

東濃ウラン鉱床の生成・保存に関する地質学的・地球化学的環境を把握するためには、ウランの産状を明らかにすることが重要である。

顕微鏡やX線マイクロアナライザー(EPMA)等に

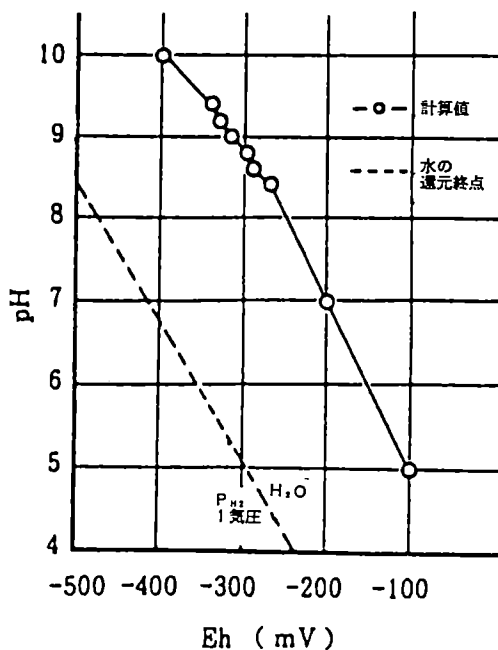


図16 黄鉄鉱のpH-Eh線図

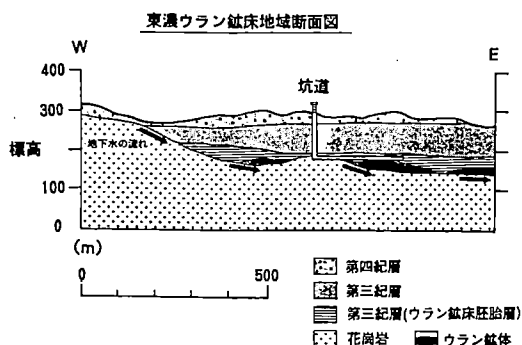


図17 東濃ウラン鉱床地域断面図

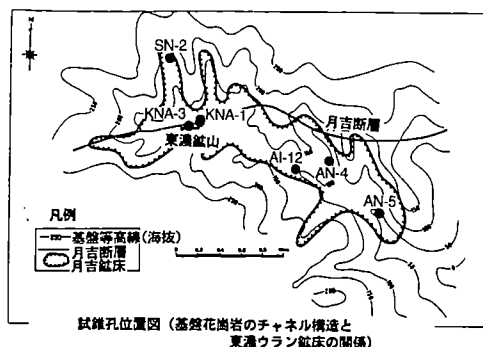


図18 試錐孔位置図

よる調査の結果、ウランは主に第三紀層中の細～粗粒砂岩中に濃集することが認められた。これらの砂岩中で、ウランは碎屑性鉱物である黒雲母や二次鉱物である黄鉄鉱等に伴って認められる(図18)。透過型電子顕微鏡やEPMAを用いて黒雲母について詳細な調査を行ったところ、一部がスメクタイト化し、 $0.1\sim 1\mu\text{m}$ の微細なウラン鉱物(コフィナイト・ピッチブレンド)を伴うことが見出された。このように黒雲母のスメクタイト化した変質部にコフィナイト等のウランの一次鉱物が見出されたことは、変質部にウランが吸着・濃集し、還元環境下で一次鉱物として固定された可能性を示す¹⁹⁾。

3) 鉱床の年代測定

東濃ウラン鉱床において、ウラン系列放射性核種の挙動を定量的に把握する場合、核種が地層中を移行し固定されてからの時間、すなわち鉱床ができてからの時間を正確に見積もる必要がある。そのため、鉱床生成の年代に関する情報が重要である。これまでに、その年代測定の試みの一つとして、フィッシュントラック法による測定を実施している。

フィッシュントラック法は、ジルコンの内部に含まれるウランの自発核分裂トラック数を測定することにより、生成年代を算出する方法である²⁰⁾。

したがって、そのジルコンがウラン鉱床内に存在する場合には、ジルコン周辺のウランからフィッシュンを受けることになる。今回は、このフィッシュンと周辺のウラン濃度を求めることにより、鉱床の年代測定を試みた。年代測定の試料は、地表に露出しているウラン露頭から採取した凝灰岩である。

測定の結果、鉱化年代として約9.15Maが示された。本鉱床の場合、地質学的証拠からその形成年代は約1000万年前後と推定されている²¹⁾。したがっ

て、このフィッシュントラックによる測定値は、この年代にほぼ対応する。なお、ジルコンの噴出年代(堆積年代)は $19.1\pm 1.1\text{Ma}$ と見積もられた。

(2) 天然ウラン系列核種の移行・遅延に関する研究 1) 放射平衡・非平衡調査

天然のウランに含まれる ^{238}U は約45億年という長い半減期を持ち、半減期24.8万年の ^{234}U 、8万年の ^{230}Th 、さらに最終的に19.4万年の ^{210}Pb に壊変する。これらの核種が、閉鎖系で長期間継続して存在すれば、これらの核種間に放射平衡が成立することが期待される。

東濃ウラン鉱床周辺の地下水は、地下水流動解析の結果、現在は北から南へ移動していると推察されている²²⁾。ウランの移動には、一般に地下水が関与すると考えられる。したがって、鉱床スケールでのウランの移動を調査するために、鉱床全体にわたっての試錐を行い、採取した岩芯試料の放射平衡・非平衡調査を行った(図19)。分析のための岩石試料を鉱化部から計256個採取した。

そして、それぞれの試料について、ウラン系列核種である ^{238}U ・ ^{234}U ・ ^{230}Th ・ ^{226}Ra ・ ^{210}Pb の放射能測定を行った。

その結果、 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ および $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ の放射能比(A.R.:Activity Ratio)は0.8から1.2の間で、ほぼ放射平衡に達していることが示された(図20)。つまり、鉱床スケールで見ると、ウランとトリウムに関しては数十万年以内において、それらの核種に大きな移行はなかったと考えられる。一方、 $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ および $^{210}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ のA.R.は、両者の間でほぼ比例関係を保ちながら、0.4から4.5と大きく変化し(図21)、多く岩石試料中で放射非平衡の状態にある。東濃ウラン鉱床地域における地下水は、還元状態にあることが確認されており²³⁾、また $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ のA.R.は放射平衡を示すことから、還元性地下水によって比

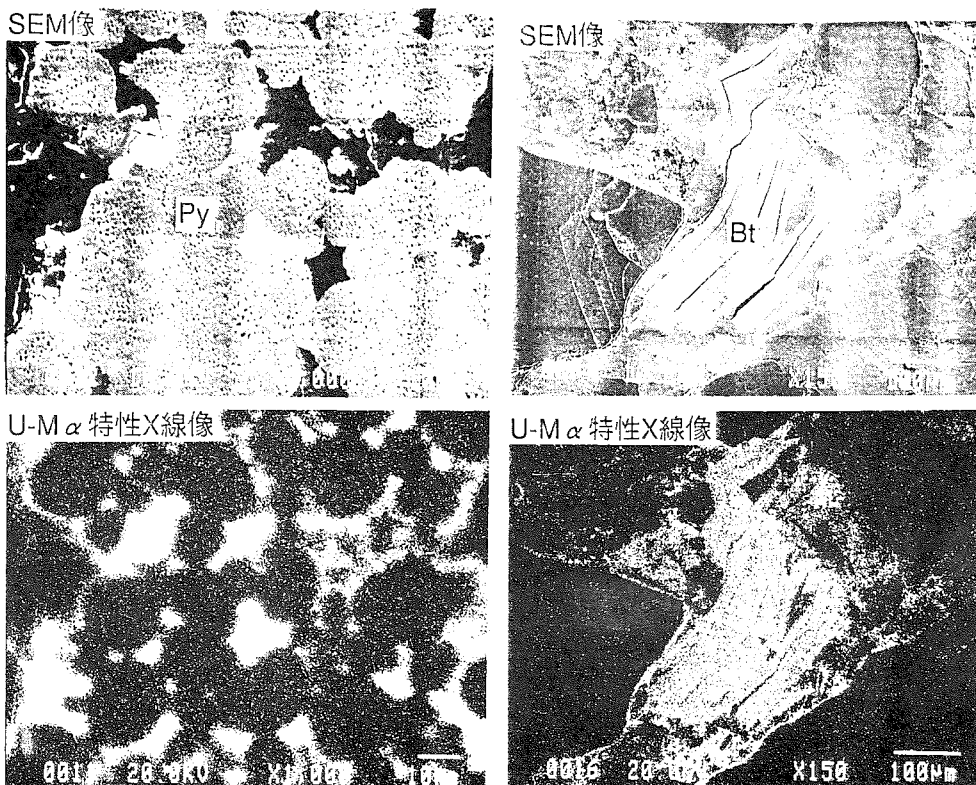


図19 黒雲母と黄鉄鉱へのウランの濃集 (U-M α 特性X線像の白く光っている部分がウランの濃集部)

較的移動しやすい ^{226}Ra から選択的に移行したことが考えられる^{24,25)}。

次に、数mスケールでの移動について調査するために、KNA-3号孔のボーリングコアの約3m区間から10cm～数10cm間隔で16個の試料を採取し、同じように放射能測定を行った。その結果、断層面や亀裂に沿った部分では、ウラン含有率が高いことが認められ、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ のA.R.が1より小さい値を示した。これは、数10cmオーダーのスケールで、過去数十万年以内においてウランが再移動し濃集した可能性を示す。さらに、 $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ のA.R.は、0.3から5.1までの幅をもち、過去数千年間でのラジウムが移行したことを示す。特に、断層面や亀裂に近い部分で、A.R.が1より大きい値を示しラジウムの濃集が考えられることから、断層やそれに伴う亀裂がウランの移行経路の一つとなっているものと考えられる²⁵⁾。

2) 収着試験

地質環境中でのウランの移行特性を規制する要因の一つとして、岩石の持つ核種収着能力が考えられる。その能力は、収着係数によって定量的に示すこ

東濃ウラン鉱床 (256 サンプル)

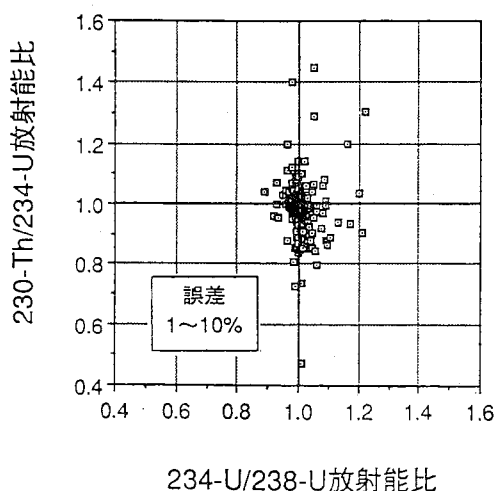
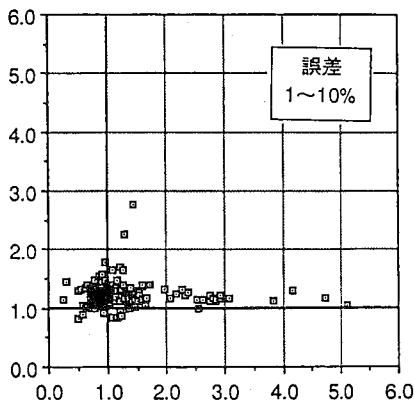


図20 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ および $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ の放射能比

東濃ウラン鉱床

(256 サンプル)

210-Pb/226-Ra放射能比



226-Ra/230-Th放射能比

図21 $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ および $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ の放射能比

とができる。そのため、岩石の収着係数を求めるための ^{233}U を用いたパッチ式収着試験を行った。

この試験には、東濃ウラン鉱床のウランの高濃集と低濃集部の岩石（砂質凝灰岩）と現場から採取した地下水を用いた。試験は、酸素濃度が数10ppm以下の窒素雰囲気下で行った。また、それと同時に岩石の空隙構造（ウランの移行経路）調査と、岩芯試料を用いた室内透水実験を行い、岩石の収着能力との関係を調べた。

その結果、 ^{233}U の収着係数は低濃集部で58.8～

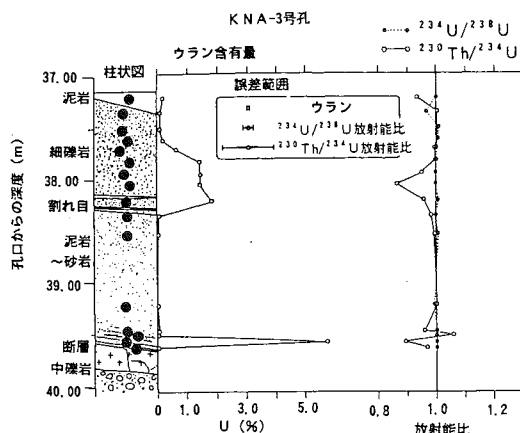


図22 KNA-3号孔におけるウラン含有量と $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ および $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ の放射能比との関係

164.7ml/g、高濃集部で3.6～4.4ml/g となる、低濃集の方が大きい値を示した（図22）。これは、低濃集部はさらにウランを濃集し得ることを示し、高濃集部はウランの収着サイトが少なくなっていることを示唆する。また、透水係数は、高濃集部が低濃集部より2～3オーダー高い値を示した（図23）。

α -オートラジオグラフや走査電顕(SEM)を用いた空隙構造調査から、高濃集部の岩石中の黒雲母や石英粒子中の割れ目、鉱物粒子間等の空隙にウランが濃集していることが認められた（図24）。つまり、ウランの移行経路および濃集場所としては、鉱物粒子中や粒子間の空隙が重要な役割を果たしたと考えられる^{26),27)}。これらのことから、ウランの移行・濃集には、岩石の持つ収着能力だけでなく、地下水

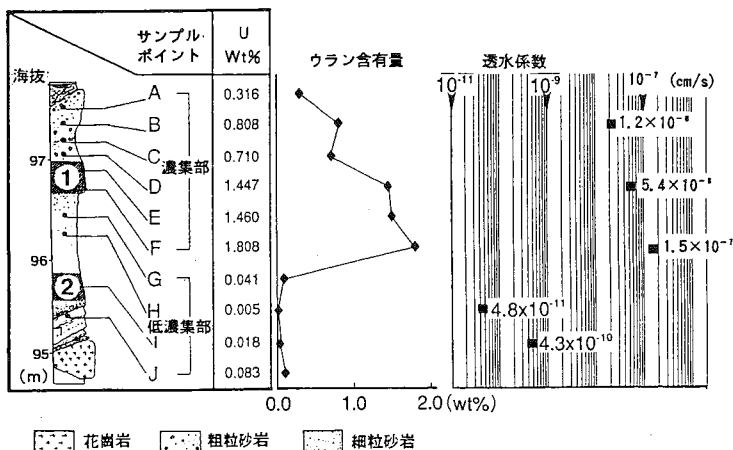


図23 ウラン含有量と透水係数の関係

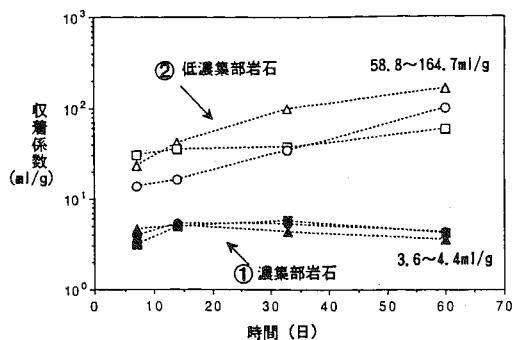


図24 ^{233}U 収着試験結果

が流れることのできる選択的な移行経路が存在するかどうかにも影響されると考えられる。

3) コロイド挙動に関する研究

地下水中には、種々のコロイド粒子が存在する可能性があり、地質環境における核種の挙動に影響を及ぼすことが考えられる。すなわち、核種がコロイド粒子に吸着し、あるいはコロイド粒子の形態をとって地質環境を移行する可能性がある。このような観点から、天然におけるコロイドの性状とその挙動に関するデータの収集と評価を行うための調査研究を実施している。

天然におけるコロイドに関する研究は、OECD/NEAによる国際アリゲーターリバーアナログ研究 (ARAP)の一環として実施された。

ARAPは、1988年9月から1993年8月の5年間実施された5ヵ国、6機関によるナチュラアナログの国際共同研究である。研究内容は、地質環境中の核種移行現象の解明を目的に、オーストラリア北部準州のクンガラウラン鉱床を対象とした以下の6つのサブプロジェクトからなる。

- I：放射性核種の移行モデリング
- II：水理地質研究
- III：ウラン／トリウム系列非平衡の研究
- IV：地下水／コロイド研究
- V：核分裂生成物の研究
- VI：超ウラン核種の研究

このうち動燃事業団は、オーストラリア原子力科学技術機構(ANSTO)とともにサブプロジェクトIVにおいてコロイド研究を担当し、コロイド種の同定、地下水中のウラン・トリウムとコロイドとの関係の調査を行った^{(28), (29), (30)}。

a. 鉱床の概要および地下水の化学的特徴

クンガラウラン鉱床は、石英緑泥石片岩を母岩とし、約16億年前に形成されたと考えられるウラン鉱床である⁽³¹⁾。鉱床は、一次鉱化体と風化帯（地表～

地表下約30m）において舌状に広がる二次鉱化体からなっているといわれている。

地下水は、pHが6.5～7.2、電気伝導度が最大で約300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 、組成は $\text{Mg}^{2+}-\text{HCO}_3^-$ 型を示す。

b. コロイドのサンプリング、分析方法

試錐孔を利用して直接あるいはバッカーシステムを用いてポンプにより地下水を揚水した。揚水された地下水は、プレフィルター（5 μm と1 μm フィルター）を通過させ、コロイドサンプリングシステムに導いた。使用したシステムは、ホローファイバーメンブランフィルター（カットオフ10,000分画分子量）を用いたタンジェンシャルフロー式の限外ろ過装置とフラットメンブランフィルター（カットオフ30,000分画分子量）を用いたクロスフロー式の限外ろ過装置の2つである。なおこれらのシステムを用いたサンプリングは、不活性雰囲気下で行った。

これらのシステムを用いて得られたコロイド試料は、電子顕微鏡等を用い観察・分析を行った（図25）。またそれぞれのサイズのフィルターを通過した地下水も同時に採取し、ウラン、トリウムや主要元素の分析を行った。

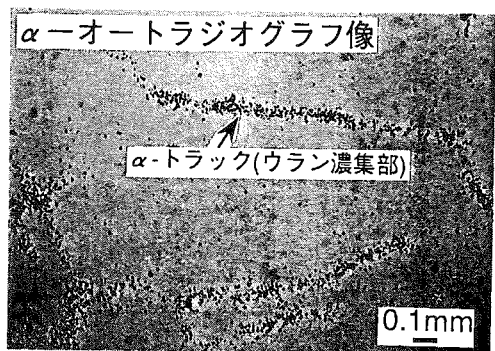
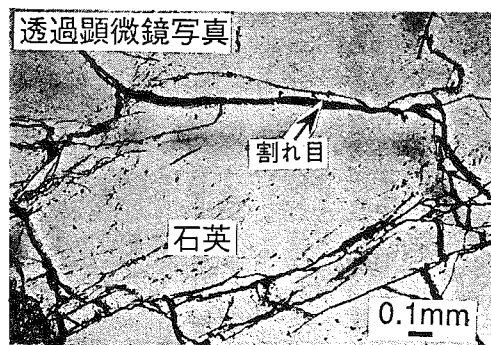


図25 石英粒子の割れ目へのウランの濃集（ α -オートラジオグラフィ像は顕微鏡写真と同じ部分を撮影）

c. 結果

上記の観察・分析の結果は、以下のとおりである。

- ① 確認された主なコロイド粒子は、粘土鉱物（緑泥石、カオリナイト）、石英粒子および鉄に富む粒子であった。このうちカオリナイトは風化帯、緑泥石および石英粒子は非風化帯において顕著に認められた。また粘土粒子と石英粒子の個数はそれぞれ $10^5 \sim 10^8$ 個/ℓ、 10^7 個/ℓあった。その他のコロイド種としては、チタン、鉛、金、ウラン等それぞれに富む粒子が観察された。
- ② コロイド相に存在しているウランは、地下水中の全ウラン量の数%以下であり、ほとんどのウランは地下水中に溶存の状態で存在している。
- ③ トリウムは、かなりの量がコロイド相中に存在している場合もあるが、そのほとんどがコロイド粒子より大きい懸濁物相($>1\mu\text{m}$)中に認められた。また、予察的な結果として、地下水中のアクチニウム (^{227}Ac の娘核種である ^{227}Th が同定された)も、ほとんど懸濁物相中に存在している可能性が高いことが分かった。

以上のように、クングラウラン鉱床の地下水においては、種々のコロイド粒子が認められた。また、ウランはほとんど溶解しており、ウランの地下水中での挙動に関して、コロイドはさほど重要でないことがわかった。しかし、地下水は酸性性で、ウランが溶けやすい環境下である³¹⁾ので、今後還元的な環境において、データを取得する必要がある。一方、トリウムの地下水中での挙動に関しては、コロイド粒子やそれよりも大きな懸濁物質が重要であることが確認された。

5. 掘削による岩盤力学的・水理学的挙動に関する調査研究

地下に空洞を掘削することにより、空洞周囲の岩盤や周辺地域の地下水流動に変化が生じる。この空洞掘削に伴う影響を把握・評価するため、堆積岩を対象に既存の掘削・計測・評価技術を基本とした調査研究を実施した。

(1) 水平坑道における掘削影響試験³²⁾

東濃鉱山において、昭和62・63年度に発破工法により坑道を掘削し、掘削影響試験として各種の計測を行った(図26)。実施した試験・計測は、室内岩石試験、内空変位測定(坑道断面寸法の変化の測定)、ロックボルト軸力測定、岩盤内変位測定、弾性波速度測定、初期地圧測定、透水試験、間隙水圧測定である。また、岩盤の挙動を解析的に評価する

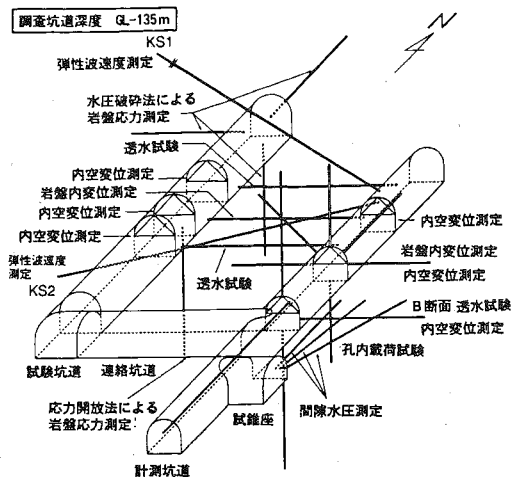


図26 調査坑道試験概要図

ため、岩石室内試験結果により決定した入力パラメータを用い、有限要素法による事前解析を行って計測結果と比較した。さらに、上記の各種測定結果を考慮して、事後解析を実施した。

水平坑道における掘削影響試験で得られた結果を以下に示す。

- ① 内空変位測定では、最終的な変位量は天盤が2～3mm、水平方向が約2mmであった。各変位とも、切羽離れ(坑道掘削面と計測面の距離)が2～3D(D=坑道径、今回は3m)でほぼ収束した。
- ② 岩盤内変位測定では、最終的には坑道壁面から1mの地点で1.5mmの変位量であった。また、坑道壁面から離れるにしたがい変位量は減少し、6mの地点ではほとんど変位が見られなかった。
- ③ 弾性波速度測定では、坑道周囲に厚さ0.8m程度の速度低下域が観測された³³⁾。
- ④ 2次元弾塑性有限要素法による事前解析では計測結果の約2倍の変位量が予測されたが、切羽進行に伴う変位量の増加傾向はほぼ一致し、概略的な岩盤の挙動予測ができたと考えられる。
- ⑤ 事後解析では、新たに初期応力測定結果および弾性波トモグラフィーの結果から推定された発破損傷領域(坑道周囲1m程度)を考慮した。解析により得られた岩盤の変位量や物性値は、ほぼ計測結果と一致した。したがって、初期応力と発破損傷領域を考慮することにより、定量的に岩盤の挙動を予測することが可能であると考えられる。

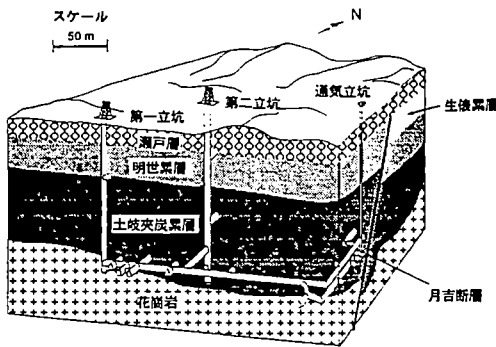


図27 試験地域の坑道配置および地質区分

以上の結果から、東濃鉱山の堆積岩盤の力学的な挙動を把握する上で、既存の解析・評価技術は、ある程度有効であることが明らかとなった。また、弾性波トモグラフィーは、岩盤物性の変化した領域を把握する上で有効な手法となる可能性が示された。また、初期応力状態および岩盤の発破損傷領域を考慮することにより、定量的な岩盤の挙動予測が可能となるものと考えられる。

(2) 立坑における掘削影響試験³⁴⁾

水平坑道における掘削影響試験で得られた知見等を踏まえ、東濃鉱山内の堆積岩中の仕上がり内径6m、深さ150mの立坑を掘削し、立坑掘削影響試験を実施した(図27)。

掘削した立坑は、第二立坑と呼ばれ、計測や既設坑道との連絡のために4本の水平坑道が付随する。これらの水平坑道は第一、第二計測坑道および上盤、下盤連絡坑道と呼ばれている。立坑掘削工事は、平成2年1月に始まり平成3年9月に終了した。また、立坑掘削中の計測作業についても同時期にすべて終了した。その後、岩盤内に埋設された計器により岩盤挙動の長期的な観測を継続している。

この試験では、1) 立坑掘削に伴うゆるみ領域(岩盤の力学的・水理学的物性が変化した領域)の発生といった立坑周辺岩盤への影響、2) 立坑内への地下水の湧水による立坑周辺地域の地下水流動への影響を把握するために、以下の2つの調査研究を行った。

- ・立坑掘削に伴う立坑周辺岩盤の変形挙動および力学的・水理学的物性変化に関する調査研究
- ・立坑掘削に伴う立坑周辺地域の地下水流動への影響に関する調査研究

上記の調査研究はそれぞれ岩盤挙動調査、水理調査と呼ばれている。以下にこれらの調査の概要と結果および考察を述べる。

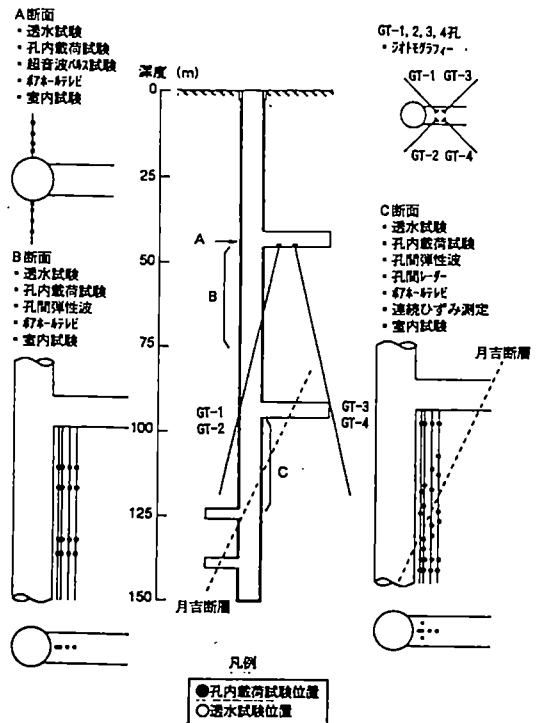


図28 力学的・水理学的特性変化に関する調査概念図

1) 岩盤挙動調査

岩盤挙動調査では、立坑周辺岩盤の力学的・水理学的特性変化に関する調査と立坑周辺岩盤の変形挙動に関する調査を実施した。

前者では、立坑周辺岩盤中にA, B, C断面と呼ばれる計測断面を設定し、各断面でボーリング孔を掘削してボアホールスキャナーによる孔壁観察、孔内応荷試験、透水試験等を実施した。この調査では、立坑掘削前後において同一ポイントでの計測を行い、掘削前後で測定された値を比較して力学的・水理学的特性の変化を評価した。その他、立坑周辺岩盤への影響や比較的広範囲の地質構造を捉えるために、孔間弾性波測定や弾性波トモグラフィーを実施した(図28)。

後者では、立坑内にS, Mと呼ばれる計測断面を設け内空変位測定、岩盤内変位測定、覆工応力測定等を実施した。水平坑道には、K, SP, U, Lと呼ばれる計測断面を設け同様の計測を実施した。特にSP2, M3, M4断面では、この地域に存在する月吉断層と交差するように測線を設け、岩盤の変形挙動や物性変化に対する断層部の存在の影響を把握できるようにした(図29)。さらに掘削によって生じる応力再配分現象を計測するため岩盤中に多軸ひずみ

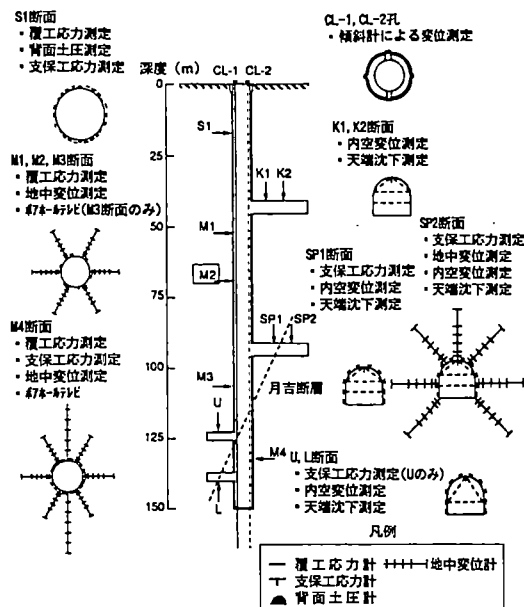


図29 支保工と周辺岩盤の変形挙動に関する調査概念図

計を設置し、立坑掘削中の連続的なひずみ変化を測定した。

岩盤中に埋設した計測機器については、データ処理用のコンピュータと接続しており、必要時にデータを取り込めるシステムになっている。

また、断層のような大きな不連続面が岩盤の変形挙動に及ぼす影響や立坑周辺のゆるみ領域の発生状況を解析するために、2次元の流動要素法³⁵⁾による弾塑性解析と3次元の有限要素法による弾性解析を実施した。3次元解析では、断層はジョイント要素としてモデル化した。解析の入力パラメータは室内試験および孔内載荷試験の結果を参考に決定した。

岩盤挙動調査で得られた結果および考察を以下に示す。

① 周辺岩盤の力学的・水理学的特性の変化に関する調査³⁶⁾

- ・き裂の状況は、ボーリング孔の幾何学的配置や岩盤の強度により差が見られる。また、立坑掘削面（実際に掘削した岩盤の壁面）から0.9m地点まで掘削後に生じたり開口幅の変化したき裂が多い。
- ・力学的な特性については、断層の影響が及ばないA, B断面では立坑掘削面から0.4m程度までゆるみ領域が発生している可能性が高い。ゆるみ領域の発生要因としては、掘削に伴って生じる応力再配分や発破損傷等が考えられる。0.9mの地点では、ゆるみ領域の発生の結果として

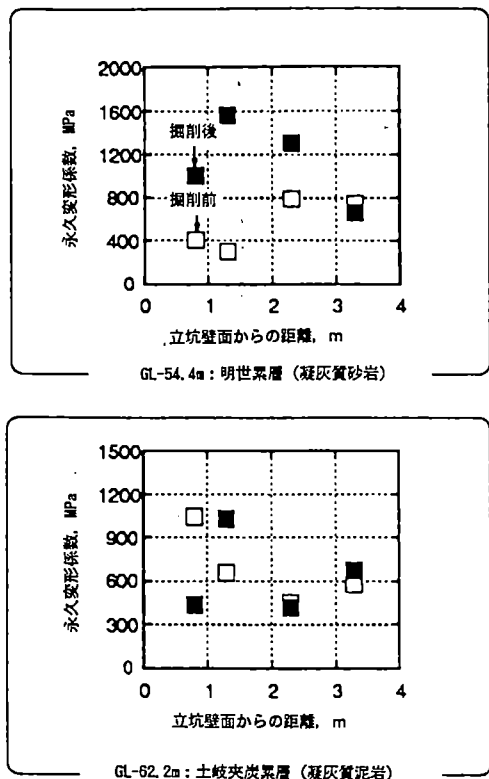


図30 B断面における孔内載荷試験結果の一例(B断面)

生じる応力集中により岩盤の非回復な変形量が減少している可能性がある（図30）。一方、断層近辺での物性の変化は複雑であり、通常考えられるような掘削による応力再配分現象だけでは説明できない。このような変化を生じさせる要因としては局所的な岩相の違いや断層上下盤での応力再配分現象の違い等が考えられる。

- ・水理学的な特性の面では、主として透水係数の変化はき裂の影響を大きく受けており、その影響範囲は立坑壁面から0.4～0.9m程度であると考えられる。また、掘削面から1.9m以上離れた地点でも透水係数の変化が見られるが、これは掘削に伴う多重の応力集中帯の発生³⁷⁾や、掘削後の地下水面の低下による不飽和領域の発生等が影響要因として考えられる（図31）。
- ・上記の結果を総合すると、立坑掘削により周辺岩盤が力学的・水理学的に影響を受ける範囲（ゆるみ領域を含む）は、立坑掘削面から1.0m程度までと推定される。
- ・孔間弾性波測定の結果、立坑掘削面から1.0mの範囲で30～50%もの速度低下が認められた。この立坑壁面近傍の弾性波速度の変化は、き裂

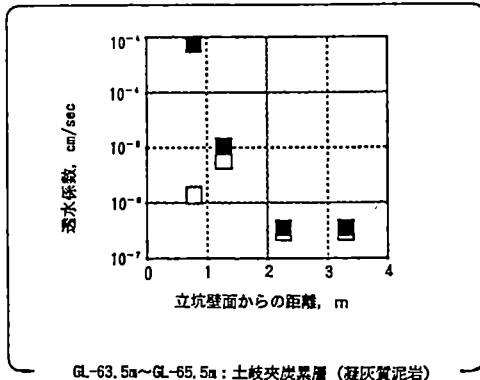
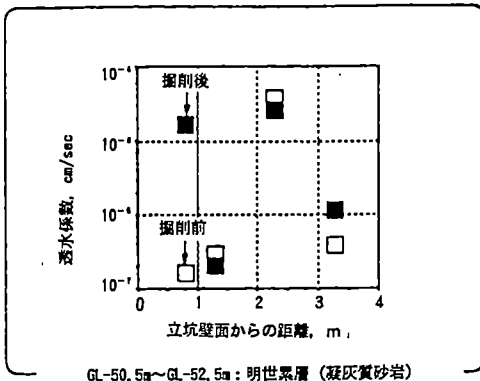


図31 B断面における透水試験結果の一例 (B断面)

の発生等により地下水面が低下し、岩盤の飽和度が低下したことが主要因であると考えられる。また、弾性波トモグラフィの結果、比較的広範囲の地質構造を概略的に把握することができた。しかし、今回のような測点配置では月吉断層のような低速度の薄い層や岩盤中に掘削された空洞を検出することは困難であることが明らかになった³⁸⁾。

② 周辺岩盤の変形挙動に関する調査³⁹⁾

- 掘削によって生じる立坑周辺岩盤の変形挙動は地質によって異なり、特に断層が存在する所やき裂が多い部分では変位が大き⁴⁰⁾。
- 立坑掘削面から6~12m離れた所でも変位が生じているが、壁面近傍での変位と比較するとその量はわずかで、相対的に立坑壁面より6m以深の地点は不動点と判断できる。
- 2次元流動要素法による弾塑性解析の結果、掘削により生じた変形量では立坑周辺岩盤中に塑性域は生じないことがわかった。したがって、立坑周辺の岩盤には、塑性域の発生に伴って物性に変化する領域は生じないと考えられる。
- 3次元有限要素法による弾性解析の結果、変形

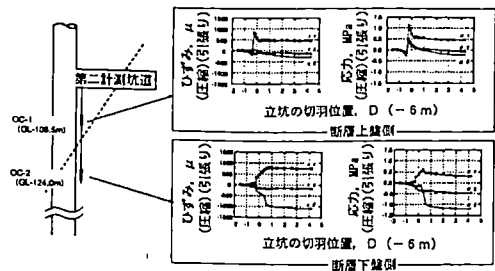


図32 連続ひずみ測定結果

挙動に及ぼす断層の影響は、3次元の有限要素法解析により、ほぼ表現できることがわかった。

- 連続ひずみ計測結果から岩盤中に生じている再配分応力を推定した。その結果、立坑切羽がひずみ計測レベルに到達する以前から、半径方向の応力 σ_r は引張側へ、空洞接線方向の応力 σ_t は圧縮側へと変化していることが分かった。再配分応力は切羽が1D離れるまでにほぼ収束している。また、計測結果から推定された再配分応力は、断層上下盤で異なった傾向を示した(図32)。この現象を理解するため、2次元軸対称有限要素法解析を実施した。特に、断層上下盤で再配分状況が異なることから、入力パラメータである弾性係数は、き裂頻度により室内試験および孔内載荷試験の結果を使い分けた。解析の結果、断層上盤側のき裂頻度が高い(き裂の間隔が狭い)場合は、孔内載荷試験により得られた物性値を用いることにより掘削による再配分応力をある程度推定できることがわかった。また、その収束状況は、断層上下盤によらず有限要素法解析の結果と一致し、応力再配分の過程は、連続体を仮定した解析で表現できることがわかった⁴¹⁾。

2) 水理調査⁴²⁾

水理調査では、立坑掘削に伴う地下水流動への影響を把握するため、①現状の把握、②水理地質構造モデルの構築、③地下水流動予測解析および④長期観測値との比較検証までの一連の評価システムを設定した。この評価システムに基づき、事前調査によって得られた各ボーリング孔におけるコア観察・検層・透水試験結果等から、立坑を含む300m×300mの領域内(図33)の水理地質構造モデルを構築した。この水理地質構造モデルは、12種類の水理学的な構造区分で構成されている広域地下水流動調査とは異なり、立坑掘削に伴う地下水流動への影響を予測するという観点から、解析する領域内の地質調

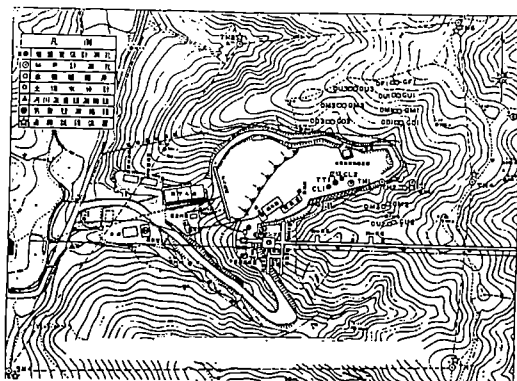


図33 試錐および水理観測システム位置図

査、透水試験等を、より詳細に行い、対象領域内の岩相区分および各岩相のもつ透水性等を忠実に表現したモデルとなっている（図34、表5）。この水理地質構造モデルと有限要素法による3次元非定常飽和・不飽和浸透流解析コードの一つであるTAGSACを用い、立坑掘削に伴う地下水流動への影響を予測解析した⁴³⁾。地下水流動解析に必要な上部境界条件は、表層部での水理調査⁴⁴⁾（気象観測、河川流量観測等）の結果から、約0.5mm/dayと設定した。また、側方境界条件は解析対象領域の外側境界の部分で実施したMPシステムによる間隙水圧測定結果を用いた。

予測解析では、以下の結果が得られた。

- ・立坑内への地下水の湧水量は掘削が進むにつれて増加し掘削を中断すると減少する。また、掘削が断層を過ぎ、高透水性部分に達した時点から立坑内への流出量は急激に増加し、その最大

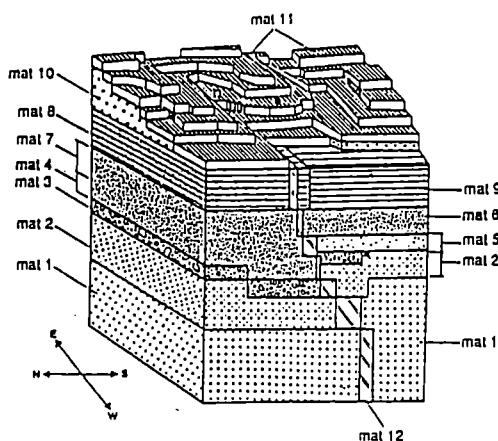


図34 水理地質構造モデル図

表5 水理地質構造モデル・水理特性値・地質対応表

区分	透水係数 (cm/sec)	間隙率	比貯留係数 (l/m)	地質
mat 1	1.00×10^{-7}	0.02	1.00×10^{-4}	花崗岩
mat 2	5.00×10^{-8}	0.1	1.00×10^{-4}	風化花崗岩
mat 3	1.00×10^{-8}	0.3	1.00×10^{-4}	風化花崗岩・礫岩
mat 4	1.00×10^{-8}	0.3	1.00×10^{-4}	砂岩
mat 5	5.00×10^{-8}	0.3	1.00×10^{-4}	砂岩
mat 6	1.00×10^{-8}	0.3	1.00×10^{-4}	砂岩・凝灰岩
mat 7	1.00×10^{-8}	0.4	1.00×10^{-4}	凝灰岩
mat 8	5.00×10^{-8}	0.4	1.00×10^{-4}	砂岩・泥岩
mat 9	1.00×10^{-7}	0.4	1.00×10^{-4}	砂岩
mat 10	1.00×10^{-8}	0.4	1.00×10^{-4}	未固結層（瀬戸層）
mat 11	1.00×10^{-4}	0.5	1.00×10^{-3}	表土
mat 12	1.00×10^{-8}	0.3	1.00×10^{-4}	粘土を含む断層

流出量は30ℓ/分である。

- ・既存の調査坑道への湧水量は、掘削終了近くから緩やかに減少する。また、掘削による水頭変化の範囲は、立坑より約100m以内と予測された。

以上の予測解析結果を立坑近傍で測定された間隙水圧変化および第二立坑、調査立坑・調査坑道で実施している湧水量観測結果と比較し、地下水流動評価システムの妥当性を検討した。その結果、

- ・湧水量を比較した結果、解析値は実測値のほぼ2倍程度の値を示しているが、定性的な傾向は比較的よく一致している（図35）。また、MPシステムによる間隙水圧モニタリングの結果、立坑掘削に伴う地下水流動の影響範囲は100m前後であると考えられ、予測解析の結果とほぼ一致した。

以上の結果から、東濃鉾山の堆積岩においては、この評価システムにより立坑掘削に伴う地下水流動への影響予測が可能であることがわかった。

3) まとめ

立坑掘削影響試験で取得した各種データを解析・

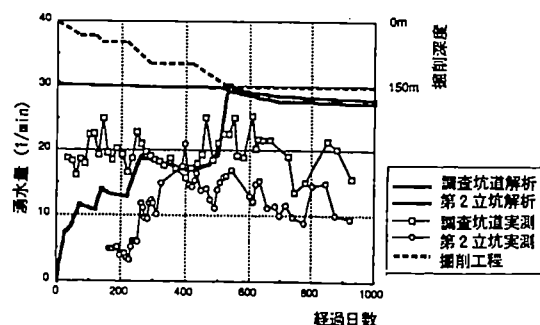


図35 湧水量の非定常変化の解析値と実測値の比較図

評価した結果を以下にまとめる。

① 岩盤挙動調査

- ・立坑周辺岩盤における力学的・水理学的影響範囲は、立坑掘削面から1.0m程度である。また、その発生要因としては、立坑掘削に伴う応力再配分、地下水面の低下等による不飽和領域の発生、発破掘削等によるき裂の発生や既存き裂の開口といったことが考えられる。
- ・立坑周辺岩盤の変形挙動は、岩相やき裂頻度に大きく影響される。特に断層は、岩盤の挙動に大きな影響を及ぼす。これらの影響については、き裂の影響を含む入力パラメータを用いることや3次元解析コードを用いることにより、岩盤を連続体と仮定した有限要素法を用いても解析・評価することが可能であると考えられる。

② 水理調査

- ・立坑掘削に伴う地下水流動への影響範囲は、立坑を中心とした半径100m程度までと推定される。また、その影響は、今回用いた評価システムにより予測可能であることがわかった。

以上のような成果が得られたが、立坑掘削に伴う影響をより定量的・客観的に評価するためには、以下のような研究課題が明らかとなった。

岩盤挙動調査に関しては、

- ・堆積岩において力学的・水理学的特性変化を引き起こす各種要因と物性変化との定量的な関係の把握。
- ・物性変化と岩盤の変形挙動との関係の把握。
- ・ゆるみ領域を含む岩盤のモデル化手法の確立。

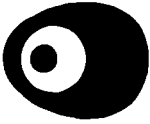
水理調査に関しては、

- ・地質構造の推定手法および観測手法・システムの改良。

(中部事業所 環境地質課
湯佐泰久、柳澤孝一、杉原弘造、
吉田英一、濱 克宏)

参考文献

- 1) 柳澤孝一、広域地下水流動調査の現状について、PNC TN7410 90-021、(1989)。
- 2) 動燃事業団、高レベル放射性廃棄物地層処分開発の技術報告書、PNC TN1410 92-081 (1992)。
- 3) 柳澤孝一、今井 久、他、立坑掘削に伴う地下水流動影響調査研究—東濃ウラン鉱山試験立坑を例として—、応用地質、Vol.33、No.5、32-49、(1992)。
- 4) 中島 誠、中野勝志、他、瀬戸群片分布域における表層未固結層から下層泥岩・砂岩層への透水量の算定、日本地下水学会1991年度秋季講演会講演要旨集、100-103、(1991)。
- 5) 尾方伸久、大澤英昭、他、堆積岩の地質学的特性および透水係数、見かけ比抵抗相互の関係とその水理地質構造モデル化への適用、応用地質、Vol.32、No. 6、p.321-332、(1992)。
- 6) 柳澤孝一、古屋和夫、他、わが国における地盤の透水性に関する調査・研究(その1)、PNC TN7410 92-015、(1992)。
- 7) 柳澤孝一、今井 久、他、わが国を対象とした地下水流動解析、PNC TN7410 92-019、(1992)。
- 8) 今井 久、柳澤孝一、三次元飽和不飽和浸透流解析プログラムTAGSACの概要、PNC TN 741090-026
- 9) 柳澤孝一、西垣 誠、他、動燃式低水圧制御水理試験機(動燃式JFT)の原理と適用例、地下水学会誌、Vol.30、No. 3、p.127-137、(1988)。
- 10) 太田 久仁雄、瀬尾 俊弘、東濃地域における深部地下水の地球化学的研究(II)、日本原子力学会、1991年春の大会予稿集、526、(1991)。
- 11) 濱 克宏、瀬尾 俊弘、他、東濃地域における深部地下水の地球化学的研究(IV)日本原子力学会、1992年春の大会予稿集、114、(1992)。
- 12) 早稻田 周、平井 信之、中部日本・東北日本における天然水の同位体組成、地球化学、Vol.17、p.83-91 (1983)。
- 13) 太田久仁雄、瀬尾俊弘、他、東濃地域における深部地下水の地球化学的研究(III)、日本原子力学会、1992年春の大会予稿集、113、(1992)。
- 14) Yurtsever, Y. Worldwide survey stable isotope in precipitation. Rep. sect. Isotope Hydrol., IAEA, November 1975, 40, (1975)。
- 15) 瀬尾俊弘、水谷義彦、他、岐阜県東濃地域における地下水の ^{14}C 年代と起源について、日本地下水学会、1992年秋季講演会講演要旨集、50-53、(1992)。
- 16) 根山敦史、梅木博之、他、実測された地下水Ehの地球化学モデルによる評価、日本原子力学会、1990年秋の大会予稿集、720、(1990)。
- 17) Come, B., Chapman, N.A. (ed), Nuclear Science and Technology, Final Meeting Report of CEC Natural Analogue Working Group, 3rd Meeting, Snowbird near Salt Lake City (USA), 15-17 June 1988, (1989)。
- 18) 山本 勇、塩田哲也、他、東濃地域のウラン鉱床の探鉱について、鉱山地質、24、157-168、(1974)。
- 19) 小室光世、山本正博、他、東濃地域月見鉱床におけるウランの産状、鉱山地質学会第40回年会学術講演要旨集、(1990)。
- 20) Gleadow, A.J.W., Hurford, a.j. and Quaife, R.D., Fission-track dating of zircon: Improved etching techniques, Earth and Planetary Science Letters, 33, 273-276, (1976)。
- 21) 小林孝男、岐阜県児島盆地の地質とウラン鉱化作用、鉱山地質、39(2)、79-94、(1989)。
- 22) 柳澤孝一、今井 久、他、わが国を対象とした地下水流動解析(その1 中部日本を対象とした地下水流動解析)、PNC TN7410 92-019、(1992)。
- 23) Seo, T. and Yoshida, H., Natural Analogue Studies of the Tono Uranium Deposit in Japan, Proceedings of CEC Natural Analogue Working Group, 5th Meeting, Toledo (Spain), 5-9 Oct. 1992, (in press), (1993)。
- 24) 金井 豊、坂巻幸雄、他、岐阜県東濃ウラン鉱床地域における地下水・地表水中のウラン系列核種(^{238}U , ^{234}U , ^{226}Ra , ^{222}Rn)の挙動、地球化学、24、123-132、(1990)。
- 25) Nohara, T., Ochiai, et al, Uranium-Series Disequilibrium Studies in the Tono Uranium Deposit, Japan, Radiochim. Acta, (in press)。
- 26) Yoshida, H., Komuro, K., et al, Influence of micro path structure on nuclides migration in sedimentary rocks, Abstracts of 29th International geological congress, 24 Aug.-3 Sept. 1992, Kyoto (Japan), Vol.1, 226, (1992)。
- 27) 吉田英一、山名 智、他、堆積岩中の物質移行特性に関する研究—岐阜県東濃ウラン鉱床を例にした物質の移行挙動解析—、日本原子力学会、1992年秋の大会予稿集、334、(1992)。
- 28) Payne, T.E., Edis, R. et al, Radionuclide transport by groundwater colloids at the Koongarra uranium deposit. Mat. Res. Soc. Symp. Proc. Vol.257, 481-488, (1991)。
- 29) Payne, T.E., Edis, R., et al, Alligator river analogue project-Groundwater chemistry, Final report, Vol. 7, in press, (1992)。
- 30) Seo, T., Payne, T.E., et al, A study of colloids in groundwaters at the Koongarra uranium deposit. Proc. CEC Naturalanalogue working group 5th meeting, in press, (1992)。
- 31) Snelling, A. A., Alligator river analogue project-Geological setting. Final report, Vol.7, in press, (1992)。
- 32) 杉原弘造、二宮康郎：堆積岩盤中における掘削影響評価—掘削によるゆるみ領域の計測・評価手法の開発—、PNC TR/GE 89-07、(1990)。
- 33) 杉原弘造、伊藤克夫、他、ジオトモグラフィによる地下空洞周囲のゆるみ領域の評価について、第22回岩盤シンポジウム講演論文集、476-480、(1990)。
- 34) 杉原弘造、吉岡尚也、他、新第三系堆積岩における立坑掘削影響試験の概要、土木学会 地下空間利用シンポジウム講演要旨集、185-194、(1992)。
- 35) 木山英郎、藤村 尚、他、連続体の大変形解析のための流動要素法(FLEM)の提案、土木学会論文集No.139/III-17、63-68、(1991)。
- 36) 松井裕哉、杉原弘造、他、堆積岩地山における立坑周りの力学的・水理学的特性な特性変化、PNC TR/TN 92-046、(1992)。
- 37) 石田 毅、金川 忠、他、空洞掘削時の応力再配置に着目した岩盤ゆるみ測定法の提案、第23回岩盤シンポジウム講演論文集、227-231、(1991)。
- 38) 杉原弘造、森田隆三郎、他、弾性波トモグラフィによる地質構造調査—断層のある堆積岩盤への適用例、第24回岩盤力学シンポジウム講演論文集、454-458、(1991)。
- 39) 佐藤悠紀、松井裕哉、他、立坑掘削影響試験—地中変位計測に基づく掘削影響評価—、TR/TN 92-051、(1992)。
- 40) 佐藤悠紀、杉原弘造、他、立坑掘削影響試験—多点式変位計による岩盤の変位調査—、日本原子力学会1992年の年会、93、(1992)。
- 41) 吉岡尚也、杉原弘造、立坑掘削に伴う応力再配分とその数値解析、第24回岩盤力学シンポジウム講演論文集、356-360、(1992)。
- 42) 柳沢孝一、今井 久、他、立坑掘削に伴う地下水流動影響調査研究—東濃ウラン鉱山を例として—、応用地質 Vol.33 No.5、32-49、(1992)。
- 43) 今井 久、柳澤孝一、他、立坑掘削の地下水流動解析、第23回岩盤力学シンポジウム講演論文集、317-321、(1991)。
- 44) 中島誠、斎藤章、柳澤孝一、渡辺邦夫：岩盤浸透解析の透水量の算定について、第23回岩盤シンポジウム講演論文集、pp.252-256、(1991)。



高レベル放射性廃棄物の
地層処分研究開発特集

地層科学研究

地質環境の安定性に関する研究

動力炉・核燃料開発事業団

中部事業所 環境地質課

Geosciences Research

5. Studies on Long-Term Stability of Geological Environment

(Waste Isolation Research Section, Chubu Works)

地質環境の長期的な安定性を評価するためには、さまざまな天然現象が地質環境に与える影響を考慮する必要がある。わが国においてとくに重要な天然現象として、①断層運動/地震、②隆起/沈降/侵食、③火山活動さらにこれら以外にも④気候変動/海面変動、隕石の衝突等が挙げられる。これらの天然現象について、わが国における発生の可能性や規模・規則性・地域性等の特徴を把握するため、地球科学の各分野に蓄積されている情報の収集・整理を行った。これまでの調査によって、各現象の過去における発生の規模や地域性等を、概括的に把握することができた。

1. はじめに

地質環境の長期的な安定性を評価するためには、(1)地質環境の安定性に影響を及ぼす可能性のある現象は何か、(2)それらの現象が起こる可能性はどの程度か、(3)それらの現象が起こった場合の影響はどの程度か、(4)それらの現象が起こる可能性や影響の程度にどんな規則性があるか、等を把握する必要がある。このような観点から、本研究では、地質環境の安定性に影響を及ぼす可能性のある天然現象について、日本における発生の可能性や規模(影響の程度)・規則性・地域性等の特徴を把握することを目的として調査を行っている。

地質環境の安定性に影響を及ぼす可能性のある現象については、IAEA¹⁾やOECD/NEA²⁾等が全般的な視点からリストを作成している。日本は、環太平洋造山帯の一部をなす弧状列島であり、安定大陸に位置する欧米諸国に比べて、地殻変動、地震活動、火山活動等が、より活発である。日本においては、このような日本列島の地質あるいは地理上の位置に起因する現象に対して、特段の注意を払う必要がある。また、汎地球的な現象である気候変動およびこれに伴う海面変動も、周囲を海に囲まれた日本において考慮すべき重要な現象といえる。このような観点に立って上記のリストから、わが国における

地質環境の安定性を評価する上でとくに重要な現象として、以下の項目を抽出した。

- ①気候変動/海面変動 ②断層運動/地震
③隆起/沈降/侵食 ④火山活動

本研究では、これらの各現象について、地球科学のそれぞれの分野に蓄積されている知識や情報の整理およびこれに基づく解析を行ってきた。

気候変動/海面変動については、主に氷河の消長を伴うような地球規模での変化に関する情報の整理を行った。そのほかの現象については、主に第四紀(約160万年前～現在)の日本列島における活動に関する情報を整理した。隕石の衝突に関しては、隕石の衝突跡と考えられるクレーターについての研究事例を整理した。これまでの調査によって、各現象の過去における活動の規模や地域性等を、おおまかに把握することができた。ただし、本研究の最終目標である地質環境の安定性を評価するためには、各現象の将来における活動や変化を予測する必要がある。そのため、今後は、各現象の時間的・空間的变化に着目したより詳細かつ信頼性の高い情報の集積とこれに基づく解析が必要である。また、将来変化を予測するための手法についても検討する必要がある。

各天然現象について、これまでに得られた主な知

見を次項以下にまとめる。

2. 断層運動／地震に関する研究

日本列島には多数の断層が存在するが、それらはすでに活動を停止した断層（地質断層）と最近の地質時代に繰り返し活動し今後も活動する可能性のある断層（活断層）に区別される。

本研究では、主に活断層に注目して情報の整理を行ってきた。これまでに得られた主な知見を以下にまとめる。

(1) 地震活動

地震は断層運動に伴って発生すると考えられているが、実際には個々の地震に対応する断層の変位が地表に現れることは少ない。地震に伴って地表に現れた断層は地震断層と呼ばれる。これは、比較的震源が浅くまた規模が大きい場合に、地下の断層運動の変位が地表に達したものである。地震断層の多くは既存の活断層が再活動したものであるが、松代地震断層は、群発地震に伴って、それまで断層が存在しなかった場所に新たな断層が出現したきわめて特異な例とされている¹¹⁾。

地下における地震動の影響を把握するため、現在、岩手県釜石鉱山の坑道を利用して地震観測を実施中である。これまでの結果では、地下百数十m以深で観測される地震動の加速度振幅は、総じて小さく、地表の約1/2であることが確認されている¹²⁾。

(2) 日本列島における活断層の分布

日本列島に分布する活断層を全国規模的に同一基準で抽出した資料としては「日本の活断層」¹³⁾がある。これは、主に空中写真の判読によって活断層の可能性のあるリニアメント（線状模様）を抽出し、それが活断層である可能性の大小によって確実度Ⅰ（活断層であることが確実なもの）、確実度Ⅱ（活断層と推定されるもの）、確実度Ⅲ（活断層の可能性のあるもの）に分類したものである。同資料に記載された活断層（確実度Ⅰ～Ⅲを含む）は、2000本程度存在する。その分布密度は場所によって大きく異なり、数十kmの範囲に全く活断層が存在しないところもあれば、一方で10本以上の活断層が密集しているところもある。分布密度の高い地域は、近畿三角地帯と称される敦賀－鳴門海峡－伊勢湾口に囲まれた地域、糸魚川－静岡構造線以西の飛騨－木曽－美濃地域、東北地方中央部の脊梁山脈、四国－九州の中央構造線沿い、伊豆－箱根地域等である。逆に、東北日本の太平洋側や四国－紀伊半島の太平洋側等では、活断層の分布密度は低い。活断層の方向は、おおまかに見れば、日本列島の形に沿う方向が優勢で、

東北日本では南北～北東－南西方向が、西南日本では東西～北東－南西方向が卓越している。分布密度の高い近畿三角地帯や飛騨－木曽－美濃地域では、日本列島の方向に斜交する活断層も発達している。

(3) 断層による変位

断層によるずれ（変位）の大きさは、大規模なものでは1000mを越えるものがある。ただし、1回の活動による変位は数十cmからせいぜい数m程度であり、大規模な変位は、非常に長い期間にわたって断層運動が繰り返された結果である。活動の様式が同じであれば、活動期間が長いほど累積変位量は大きくなる。したがって、断層運動の激しさ（活動度）は、一般に一定期間における変位量すなわち平均変位速度（m／千年）で表わされる。日本の陸上部では、四国東部で5～10m／千年の平均変位速度をもつ中央構造線の活動度が最も高いとされている¹⁴⁾。また、いくつかの断層（平山断層等）では、第四紀における平均変位速度が時期によって変化していることが指摘されている¹⁵⁾。

「日本の活断層」によれば、日本の活断層の平均変位速度は、0.01～10m／千年の範囲にあり、その大部分が5m／千年以下である。平均変位速度が5m／千年を上回るものは、火山性の断層を除けば、中央構造線系や糸魚川－静岡構造線系等ごくわずかである。

3. 隆起／沈降／侵食に関する研究

日本列島における現在の隆起・沈降に関しては、過去百年程度の測地学的データ（水準測量や三角測量のデータ）があり、これによってその間の変化を追跡することができる。また、地形学および地質学的手法によって、第四紀における隆起・沈降量が見積られている。一方、侵食に関しては、ダム等の特殊な地域における現在の変化に関する情報しかなく、過去の変化を時間的にとらえることは困難である。

第四紀および現在における日本列島の隆起・沈降ならびに現在の山地部における侵食について、これまでの調査研究で得られた知見を以下にまとめる。

(1) 第四紀における隆起・沈降

日本列島における地殻の上下変動に関しては、第四紀を通じての累積量が、地形学および地質学的手法によって見積もられている（図1）。それによれば、日本列島の大部分が第四紀を通じて数百m以上隆起しており、沈降した地域はごくわずかである。隆起が顕著な地域は、北海道の日高山脈、東北地方中央の脊梁山脈、飛騨・木曽・赤石山脈からな

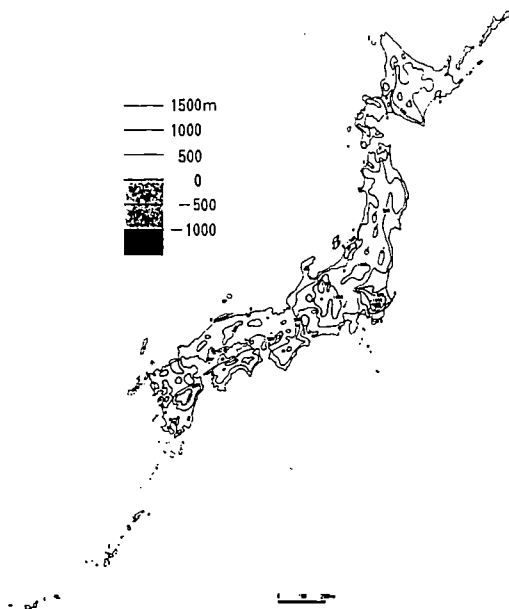


図1 日本の第四紀における上下変位量
(第四紀地殻変動研究グループ、1968による)

る日本アルプス、紀伊山地－四国山地－九州山地を結ぶ地域、すなわち現在の山地と一致している。これらの山地の中央部における第四紀の累積隆起量は1000mを越えている。また、第四紀においてもその前半は低起伏時代であり、後半になって急激かつ等速的な隆起が始まったとされている¹⁶⁾。おおまかな数字として隆起期間を100万年とし、図1の第四紀における累積隆起量を隆起速度に換算すると、大部分の地域が数十cm～1m/千年となる。ただし、山地地域ではこれを上回る隆起速度が、また、平野部ではこれを下回る隆起速度が想定される。

最近の研究では、従来の山地の隆起速度や形成期間について再検討がなされており、いくつかの山地については数m/千年の隆起速度が見積もられている^{17),18),19)}。

(2) 現在における隆起・沈降

日本列島における現在の隆起・沈降については、水準測量から求めた70年間の上下変動量が知られている(図2)。これによれば、日本列島の上下変動は現在も引き続いており、そのパターンは、第四紀を通じての変動パターンと似ているといえる。

なお、現在における日本列島の上下変化は、海面との相対的な位置変化によって表わされる。それには、陸地の構造的な上下変化だけでなく、氷河の消長に伴う海水量の変化等の影響が含まれていると考える必要がある。実際に、海岸地域における潮位

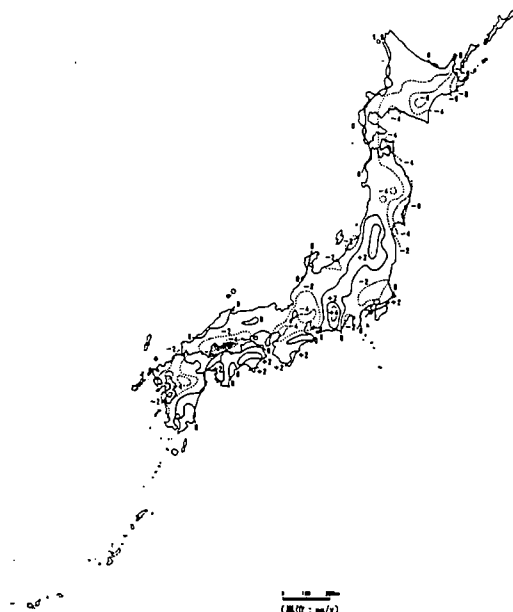


図2 水準測量から求めた最近70年間の上下変動
(檀原、1971による)

観測によれば、海水面は世界的にみて過去100年間で約12cm(年間約1mm)上昇したとされている²⁰⁾。この世界的な変化は海水量の変動を表わしていると考えられる。したがって、陸地の構造的な上下変化だけを見る場合には、その影響を除く必要がある。

(3) 現在における侵食

地殻の隆起・沈降に関しては、地形学や地質学的な手法によって過去における変化を推定することが可能であるが、侵食については過去の変化をとらえることが非常に難しい。現在のところ侵食に関しては、ダム等の特殊な場所における現在の情報しかない。それらによれば、日本の山地における現在の平均的な侵食速度は、0.1mm/年のオーダーとされている^{21),22)}。

日本列島の各地における侵食速度をまとめたものとしては、Yoshikawa²³⁾の報告がある。これは、ダムに堆積した土砂の量とそれらがもたらされたと考えられる集水面積から侵食速度を求めたものである。その報告には、求められた侵食速度と第四紀における隆起量との関係(図3)が示されている。同図に示された侵食速度は、0.01mm/年から6.3mm/年の範囲にわたっているが、大半は0.1mm/年のオーダーである。第四紀の隆起量との関係をみると、隆起量の大きい場所ほど侵食速度が急激に大きくなっている。現在の地形の高低は、第四紀における隆起量を反映している。したがって、図3は、標

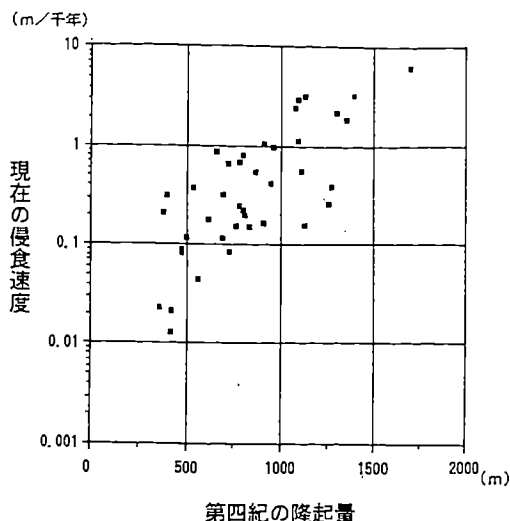


図3 現在の侵食速度と第四紀の隆起量
(Yoshikawa, 1974による)

高が高く、起伏が大きくなるにしたがって侵食速度が急激に大きくなることを示している。逆の見方をすれば、平野部等標高の低い地域における侵食速度は小さく、せいぜい0.01mm/年のオーダーあるいはそれ以下であると考えられる。ただし、第四紀を通じて日本列島の大部分が隆起していることから、現在標高の低い地域も将来的には隆起によって標高が高くなる可能性があると考えなければならない。

なお、侵食の速度は、地形のほか、岩石の種類や強度、植生、気候（とくに降水量）等の条件によって異なると考えられる。

4. 火山活動に関する研究

日本は世界有数の火山国であり、実際に世界の活火山の約1割が、世界の陸地の0.25%足らずの日本列島に分布している²⁴⁾。現在活動を停止している火山を含めると、日本列島に現存する火山(群)は200余りにのぼる。

本研究では、主として日本列島における火山活動の場とその時間的な変化に重点を置いて、既存の情報や知識の整理を行った。以下に、これまでに得られた主な知見をまとめる。

(1) 火山活動の規則性

火山には、ただ1回の噴火活動によってできた単成火山と、休止期をはさんで噴火活動がくり返されることによって生じた複成火山とがある。単成火山の多くは群をなしており、ひとまとまりの単成火山群は、規模や寿命の点でひとつの複成火山に対応するとみなすことができる²⁵⁾。すなわち、マグマがほ

とんど同じ火道を通して噴出を繰り返すことにより形成された、比較的大規模な火山が複成火山であり、一方、1回の噴火毎に火道を変えることにより形成された、比較的小規模な火山の集まりが単成火山群であるといえる。火山活動の時間的な変化については、火山噴出物の量や年代に基づく調査が行われている。その結果、火山噴火の規模と噴火前の休止期の長さとの間には正の相関があることがわかってきた²⁶⁾。休止期が数千～数万年と長い火山ほど大噴火を起こす可能性が高く、数十～百数十年の短い休止期をはさんで頻繁に噴火する火山は、大噴火を起こす可能性が低いと考えられる。火山の寿命については、単成火山が1回の噴火期間である数日からせいぜい数年であるのに対し、複成火山の寿命は数千年から数十万年に及ぶ^{27),28)}とされている。したがって、現在あるいは歴史時代の活動に基づく活火山・休火山・死火山といった分類は、必ずしも本質的とはいえない。長期的な将来を考える場合には、むしろ現存する火山(群)はすべて活動を起こす可能性があるとみなすべきである。

(2) 火山活動の場とその規制要因

日本列島における火山の分布は偏在的であり、いわゆる火山帯と称される地域にだけ分布がみられる(図4)。このような火山の分布は、プレートの位置と動きに密接に関係していることが知られている。例えば東北日本における現在の火山の分布は日本海側だけに限られており、太平洋側の火山の分布しない地域と明瞭に一線を画することができる。この一線は火山フロントと呼ばれ、太平洋プレートが東北日本の下に沈み込んでいる場所(日本海溝)と平行している。西南日本においては、火山フロントの存在は東北日本ほど明瞭ではないが、火山の分布は中国地方の日本海沿岸から阿蘇山―桜島を結ぶラインよりも大陸側に限られている。

なお、マグマの発生メカニズムについては、プレートの沈み込みに関連させたいくつかのモデルが提唱されているが²⁹⁾、結論は出ていない。

(3) 火山活動の場の時間的な変化

日本列島に現存する火山は、すべて第四紀に形成されたもので、それ以前の火山は火山体として地形的に確認することはできない。ただし、火山噴出物の分布と年代から過去における火山の分布を推定することは可能である。図5は、新第三紀の火山岩の分布と現在の火山の分布を重ねたものである。新第三紀の火山岩の分布範囲は、おおむね当時の火山活動地域を表わしていると考えられる。図5から理解できるように、現在の火山の分布は新第三紀の火山岩分布地域とほとんど一致している。この

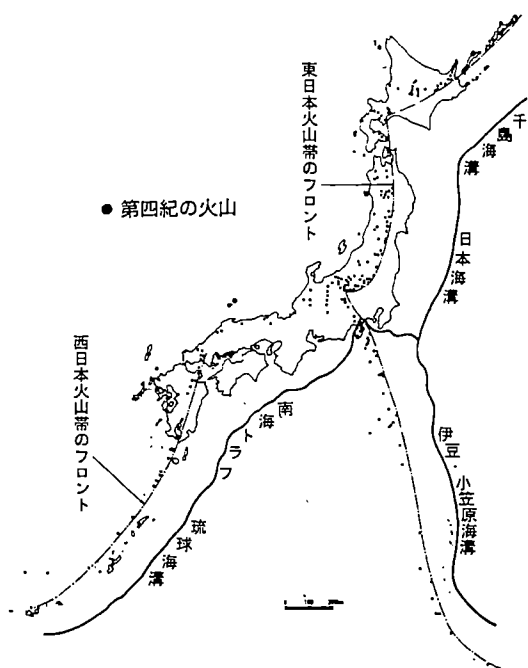


図4 日本の火山分布と第四紀の火山フロントおよび新第三紀火山岩の分布 (Tanaka and Nozawa (eds.), 1977、地質調査所200万分の1地質図、1990に基づき編集)

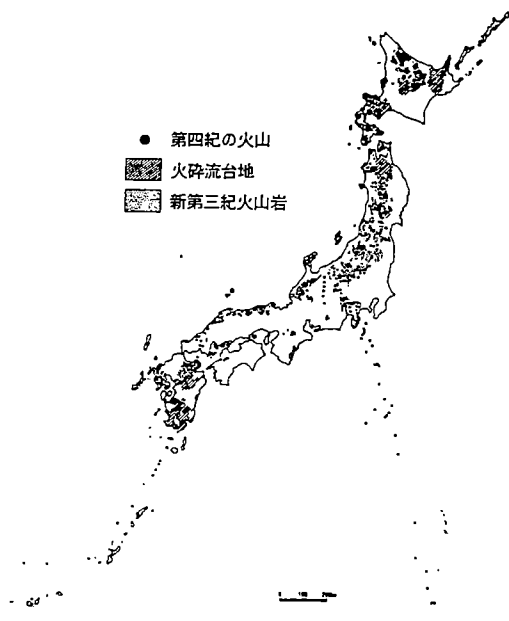


図5 新第三紀の火山分布と現在の火山分布

ことは、日本列島における火山活動の場が、新第三紀から第四紀にかけて大きくは変化していないことを示している。ただし、現在は火山が分布していない西南日本および東北・関東地方の太平洋側に、新第三紀火山岩の小規模な分布が知られている。これらは、1800～1200万年前頃に起こった火山活動によるものと考えられており、その原因については、日本海の拡大や四国海盆の沈み込みに関連づけた解釈がなされている³⁰⁾。

以上のことから、1800～1200万年前頃に太平洋側で特異的な火山活動があったが、それ以降、日本列島における火山活動の場は大きく変化していないといえる。

5. 気候変動／海面変動に関する研究

将来における気候変動およびこれに伴う海面変動を予測・評価するためには、過去の長期的な時間スケールにおける変化と現在新たに起こりつつある変化の双方に基づいて検討する必要がある。

本研究では、第四紀における地球規模での気候および海面の変化に関する研究事例を調査し、将来における変化を予測する上で参考とすべき情報の整理を行った。また、現在起こりつつある変化として、温室効果による温暖化現象についても、現状の知見を整理した。以下に主な点をまとめる。

(1) 過去の気候変動と海面変動

長期的時間スケールにおける地球規模での気候の変化は、大陸上に発達する氷河量の変化としてとらえることができる。地球は誕生以来46億年を経過しているが、その間、数回にわたって大陸上に大規模な氷河が発達した時期があった。これらは一般に氷河時代と呼ばれており、現在が属する第四紀もその氷河時代のひとつである。第四紀の氷河時代は、大陸に氷河が拡大する寒冷な時期（氷期）と現在のように氷河が後退する温暖な時期（間氷期）が、幾度かにわたって繰り返されて来たことがわかっている。氷期と間氷期の気温の較差は中緯度の大陸周辺で最大となり、年平均で約10℃に及ぶ³⁾とされている。氷河の消長を伴うような地球規模での気候変動については、今世紀後半以降、主として深海底の堆積物を対象とした研究によって優れた情報が得られるようになった。その結果、第四紀における地球規模の気候変動は、急激な温暖化と緩やかな寒冷化からなるパターンの繰り返しであり、とくに70万年前以降は、このような鋸歯状の変動パターンが、約10万年の周期で繰り返されて来たことがわかって来た(図6)。また、最近の変動については、12～13万年前に温暖期のピークがあって、これが1～2万年経

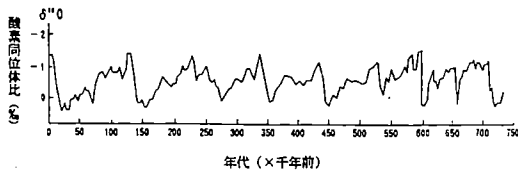


図6 過去70万年間の海底堆積物中の浮遊性有孔中殻の酸素同位体比変動曲線

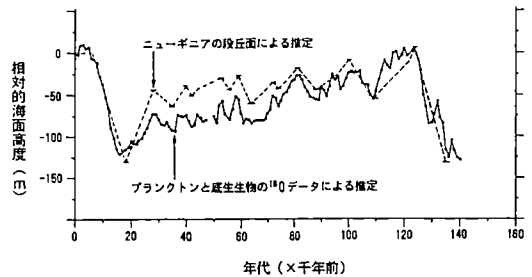


図7 過去13万年間の氷河性海面変化曲線 (Shackleton, 1987による)

続した後に寒冷化が始まり、約2万年前に最寒冷期に到達、その後約1.5万年前から急激な温暖化が始まり5000～7000年前にピークに達したことがわかって来た。この変化は、シャックルトン⁴⁾による氷河性海面変化曲線(図7)に良く表わされている。

寒冷期には北米や北欧の大半が氷河に覆われ、一方、温暖期には寒冷期に形成された氷河の大部分が溶けて海水となった。氷河は海から蒸発した水分が雪となって陸上に固定されたものである。したがって氷河が拡大する時期には、陸上に固定された分だけ海水の量は減少することになり、必然的に海面の低下をもたらす。実際に、氷河が発達していた約2万年前の海面は現在よりも120～140m低かった⁵⁾と推定されている。

上述したような過去における地球規模での変動パターンに基づけば、今後、地球の気候は、長期的には約10万年後に想定される最寒冷期にむけて寒冷化していき、それに伴い海面が低下していくと考えられる。最寒冷期における海面は、現在よりも百数十m低下すると予想される。

(2) わが国における氷河の影響

気候変動による影響として、欧米諸国では、寒冷化に伴う氷河の拡大による影響が重視されている。実際に、過去における氷河の最拡大期には、北米大陸や欧州のほぼ北半分が氷河に覆われていたことが知られている。

わが国においては、氷河の痕跡は日本アルプスや北海道の日高山脈等、一部の高山地域でしか報告されていない⁶⁾。また、日本列島に新人(現生人類に継承される旧石器後期人類)が登場したのは2～3万年前であり、2万年前以降、遺物や遺蹟が全国的かつ多量に発見されている⁷⁾。当時は、地球規模で見れば、氷河サイクルにおける最寒冷期に相当し、地球上に氷河が最も拡大した時期である。このような情報から、日本列島は最寒冷期においても、高山地域のごく小部分以外は、氷河に覆われることはなかったと判断される。

(3) 温室効果による温暖化

過去何十万年にわたって繰り返されて来たと考えられる地球規模での気候変動パターンが、現在を境にして突然変化するとは考えにくい、変動パターンに変化を引き起こす可能性のある要因として、我々人類による影響を考慮する必要があると考えられる。

地球環境に関する最近の報告^{8),9)}によれば、二酸化炭素等の温室効果をもたらすガスの大気中濃度は、何の対策も講じなかった場合、21世紀半ばに工業化以前の約2倍に達し、それに伴い地球の平均気温が数℃上昇する可能性があると考えられている。

このような温暖化現象が長期化すれば、南極やグリーンランドの氷河が融解して、大規模な海面上昇が起こる可能性が想定される。現在の大陸氷河の量は、水量にして約2,400万km³とされている¹⁰⁾。これが全て融解した場合の海面上昇量を単純に計算すれば(現在の海面積で割れば)、約66mとなる。

6. 隕石の衝突に関する研究

本研究では、隕石の衝突によって生成したと考えられる地球上および月面のクレーターに関する情報を、クレーターの形状および隕石の衝突確率を把握するという観点で整理した。主な点を以下にまとめる。

(1) 隕石の衝突の記録

地球上に落下してくる隕石の大きさは様々であるが、小さなものは大気圏を通過する間に燃え尽きてしまい、地表には到達しない。一方、46億年の地球の歴史においては、巨大なクレーターを形成するような大規模な隕石の衝突が起こったことが知られている。隕石の衝突跡と考えられる、あるいはその可能性のあるクレーターは、地球上で百数十個が確認されている³¹⁾。これらのクレーターは、欧米諸国等の安定大陸に集中している。このことは、隕石の衝

突によって形成されたクレーターの中には、その後の地形変化によって消滅したもの、あるいは未だ調査・確認されていないものが多数存在することを示している。

(2) クレーターの形状

隕石の衝突によって形成されたクレーターの形状については、主に月面上のクレーターを対象に研究がなされている^{32),33)}。それらによれば、クレーターの形状は、直径の小さいものから順に、おわん型クレーター・平底クレーター・中央丘をもつクレーター・多重リング状クレーター等に分類されており、規模が大きいものほど複雑な形状となることが知られている。また、クレーターの直径と深さとの間には正の相関があり、直径10数kmまでのクレーターでは、両者の比はおおむね5:1である。

(3) 隕石の衝突確率

地球に落下してくる隕石の起源については、火星と木星の間の軌道をまわる小惑星とする説が有力である。これらの小惑星の中には、近日点（太陽に最も近づく点）が地球の公転軌道の内側にくるような楕円軌道をとるものがある。このような小惑星（アポロ群小惑星と呼ばれる）は、現在のところ20個程度しか確認されていないが³⁴⁾、直径約700m以上のアポロ群小惑星の数を 800 ± 300 個と推定している。このような小惑星の軌道が地球の公転軌道と交差する場合、長い年月の間には双方が接近し、小惑星が地球に捕獲される（衝突する）可能性が想定される。水谷³³⁾は、主要な10個のアポロ群小惑星について、地球への衝突確率を試算している。これによれば、アポロ群小惑星の地球への衝突確率は、それぞれ $0.64 \sim 14.84 \times 10^{-9}/\text{year}$ であり、平均は $4.46 \times 10^{-9}/\text{year}$ である。

一方、地球上で確認されたクレーターの個数から隕石の衝突確率を試算した例もいくつかある^{34),35)}。これらは比較的安定で調査の行き届いた地域を対象に、確認されたクレーターの数（一定規模以上のもの）と地域の面積および年代から試算したものである。これらによれば、直径10kmおよび20km以上のクレーターが生成する確率は、 $10^{-14}/\text{km}^2 \cdot \text{year}$ および $10^{-15}/\text{km}^2 \cdot \text{year}$ のオーダーである。

(中部事業所 環境地質課
清水和彦、石丸恒存)

参考文献

- 1) IAEA, Performance Assessment for Underground Radioactive Waste Disposal Systems, Proc-edures and Data, Safety Series, No.68, 37 (1985).
- 2) OECD/NEA Systematic Approaches to Scenario Development, Safety Assessment of Radioactive Waste Repositories, 76 (1992).
- 3) 小林国夫、永期、「地学事典増補改訂版」、平凡社、915 (1981).
- 4) Shackleton, N. J., Oxygen Isotope, Ice Volume and Sea Level, Quaternary Science Reviews, Vol. 6, 183-190 (1987).
- 5) 貝塚夷平、将来予測と第四紀研究「百年・千年・万年後の日本の自然と人類」(日本第四紀学会編)、古今書院、4-19 (1987a).
- 6) 小崎 尚、山地・氷河、日本第四紀地図解説(日本第四紀学会編)、東京大学出版会、39-46 (1987).
- 7) (日本第四紀学会編)、東京大学出版会、94-100 (1987).
- 8) 真鍋淑郎、二酸化炭素と気候変化、科学、Vol.55、84-92 (1985).
- 9) 松野太郎、温室効果ガスの増加による気候変化の推定、科学、Vol. 59、583-592 (1989).
- 10) 成瀬 洋、第四紀、岩波書店、269 (1982).
- 11) 松田時彦、松代地震断層の地質学的性質、地震研彙報、45、537-550 (1967).
- 12) 駒田広也、佐々木俊二、その他、岩盤地下構造物の耐震性評価のための地下深部地震動特性、第13回西日本岩盤工学シンポジウム (1992).
- 13) 活断層研究会(編)、新編日本の活断層、分布図と資料、東京大学出版会、437 (1991).
- 14) 松田時彦、活断層とネオテクトニクスー地殻変動の累積一、岩波地球科学選書「変動する地球ー現在および第四紀」(笠原慶一・杉村新編)、岩波書店、89-157 (1991).
- 15) Ito, T., Uesugi, Y., et al, Analytical Method for Evaluating Superficial Fault Displacements in Volcanic Air Fall Deposits, Case of the Hirayama Fault, South of Tanzawa Mountains, Central Japan, Since 21,500 years B.P., Journal of Geophysical Research, Vol.92, No.B10, 10683-10695 (1987).
- 16) 藤田和夫、太田陽子、第四紀地殻変動、「日本の第四紀研究」(日本第四紀学会編)、東京大学出版会、127-152 (1977).
- 17) 大森博雄、四国山地の第四紀地殻変動と地形、「変動地形とテクトニクス」(米倉伸之、岡田篤正、森山昭雄編)、古今書院、60-86(1990).
- 18) 貝塚夷平、関東の第四紀変動、地学雑誌、96、223-240 (1987b).
- 19) Ohmori, H.:Mean Quaternary uplift rates in the Central Japanese mountains estimated by means of geomorphological analysis, Bull.Dept. Geogr., Univ. Tokyo, 19, 29-36 (1987).
- 20) Gornitz, V., S. Lebedeff et al., Global Sea Level Trend in the Past Century, Science, Vol.215, 1611-1614 (1982).
- 21) 貝塚夷平、変化する地形ー地殻変動と海面変化と気候変化の中で、科学、Vol.39、11-19 (1969).
- 22) 杉村 新、島弧の大地形・火山・地震、地球科学選書「変動する地球ー現在および第四紀」(笠原慶一・杉村 新編)、岩波書店、159-181 (1991).
- 23) Yoshikawa, T., Denudation and Tectonic Movement in Contemporary Japan, Bulletin of the Department of Geography No. 6, Faculty of Science, University of Tokyo, 1-14 (1974).
- 24) 貝塚夷平、松田時彦、その他、日本列島の構造と地震・火山、科学、Vol.46、196-210 (1976).
- 25) 荒牧重雄、火山の構造、岩波地球科学選書、「火山」(横山 泉、荒牧重雄、その他)、岩波書店、157-194 (1991).
- 26) 町田 洋、火山の爆発的活動史と将来予測、「百年・千年・万年後の日本の自然と人類」(日本第四紀学会編)、古今書院、104-135(1987).
- 27) 中村一明、火山の構造と噴火と地震の関係、火山、Vol.20、229-240 (1975).
- 28) 中村一明、火山とプレートテクトニクス、東京大学出版会、323(1989).
- 29) 棚山雅則、久城育夫、沈み込みと火山帯、科学、Vol.51、499-507 (1981).
- 30) 高橋正樹、マグマ活動からみたフォッサマグナ地域の18-12Ma期のテクトニクス、月刊地球、Vol.11、No. 9、544-551 (1989).
- 31) Grieve, R. A. F. and et al, The Terrestrial Cratering Record I Current Status of Observations, Icarus 38, 212-229 (1979).
- 32) Pike, R. J.:Depth/diameter relations of fresh lunar craters from spacecraft data, Geophys. Res. Lett., 1, 291-294 (1974).
- 33) 水谷 仁、クレーターの科学、東京大学出版会、168 (1980).
- 34) Shoemaker, E. M., Astronomically observable crater-forming projectiles, Impact and Explosion Cratering (D.J. Roddy, R. O. Pepin, and R.B. Merrill, Eds.), Pergamon, Elmsford, N. Y., 617-628 (1977).
- 35) Grieve, R. A. F. and et al., The Terrestrial Cratering Record II The Crater Production Rate, Icarus 38, 230-242 (1979).



高レベル放射性廃棄物の
地層処分研究開発特集

地層科学研究 調査技術開発

動力炉・核燃料開発事業団

中部事業所 環境地質課

Geosciences Research

6. Development of Techniques and Instruments for Investigation Geological Environments

(Waste Isolation Research Section, Chubu Works)

深部地質環境をできるかぎり非破壊で、かつ高い精度で把握するための技術開発を行った。具体的には、岩盤内の地質構造や割れ目を調査するための技術として①岩盤内の割れ目に関する調査技術と②地質構造調査技術、そして、岩盤内の地下水の透水性等を調査するための技術の開発として③水理特性調査機器の開発、さらに、岩盤内の地下水の性質を調査する技術として④地球化学特性調査機器の開発を行った。その結果、①では割れ目が単純なパターンにそれぞれ分類可能であることが明らかになった。②では地球物理学的調査法の適用性の把握と問題点の抽出を行った。③では難透水性岩盤の透水係数等を高い精度で測定できる装置を開発した。④では地層中に本来存在している地下水を採水できる装置等を開発した。

1. はじめに

地層科学研究では、深部地質環境をできるかぎり非破壊で、岩盤内の割れ目や地質構造、岩盤内の地下水の透水性、岩盤内の地下水の性質等を高い精度で把握する必要がある。しかし、これらの必要性に応じたデータを取得するためには既存の調査技術や調査機器では取得データの信頼性、適用深度等の点において不十分であり、新たな調査技術や調査機器の開発が必要となる。

本稿ではこれまでに動燃事業団で開発した調査技術・機器について述べる。これらは岩盤内の割れ目や地質構造を調査する技術としての①岩盤内の割れ目に関する調査技術と②地質構造調査技術、岩盤内の地下水の透水性等を調査するための技術の開発としての③水理特性調査機器の開発、岩盤内の地下水の性質を調査する技術としての④地球化学特性調査機器の開発に分けることができる。

これまでの開発の結果、①では割れ目が単純なパターンにそれぞれ分類可能であることが明らかになった。②では地球物理学的調査法の適用性の把握と問題点の抽出を行った。③では難透水性岩盤の透水係数等を高い精度で測定できる装置を開発した。④では地層中に存在している地下水を本来の性状を

保った状態で採水できる装置等を開発した。

今後は、①試錐孔を利用した大深度対応の水理・地球化学特性調査機器の開発と信頼性の向上、②坑道周辺岩盤内の地質環境を詳細に調査する技術と機器の開発、③各調査技術および機器を実際の調査へ適応する際の合理的な調査システムの確立を行う必要がある。

以下、各項目について説明する。

2. 調査手法の開発

花崗岩等の堅硬な岩盤中には多くの割れ目が存在し、この割れ目は地下水の主な流動経路になっているものと考えられる。したがって、岩盤中の地下水の流れを評価するためには、このような割れ目に着目した岩盤特性を明確にする必要がある。そのために、東濃地域の花崗岩岩盤中から採取された岩芯を用いて、割れ目特性の詳細な分類を行った¹⁾。また得られた割れ目の情報を用いて、各割れ目特性と透水係数との関係の多変量解析手法による評価²⁾を行った。さらに地球統計学的手法による岩盤性状の把握を試みている。

(1) 花崗岩割れ目調査・解析

岩芯を用いた割れ目調査は、水理地質学的に重要

と考えられる13項目（割れ目タイプ、割れ目幅、充填鉱物等）について実施した。これらの調査項目は、その記載事項をすべて数値化・略号化し、割れ目の情報を客観的かつ統計的に処理できるように配慮した。

各割れ目特性と透水係数との関係を明らかにするため、多変量解析の手法（重回帰分析、クラスター分析）を用いた解析を実施した。その結果、岩盤の透水性は割れ目の開口幅・充填鉱物の有無・交差本数・孔井の割れ目の卓越方向等に支配されていることが明らかとなった。また、地盤内部の割れ目性状を評価するために地球統計学的手法を用いた解析を試みている。地球統計学的手法とは、サンプリング領域での場の特性とサンプル点の幾何学的な配置より、ある推定点に対する最適な重みを計算し、数学的に根拠のある推定値を算定するものである。

(2) 割れ目調査に係わる岩盤区分

岩芯観察より求めたRQD(%)（掘削長1m当たりに含まれる10cm以上の岩芯の総長）および物理検層（中性子検層、密度検層）により求めた孔隙率(%)をそれぞれ7段階に区分し、両者の和を岩盤区分とした（表1）。この岩盤区分において、Aは割れ目がほとんど認められない極硬岩部、Bは密着した割れ目が認められ変質等の影響が少ない硬岩部、C～Eは風化・変質がかなり進み開口割れ目や粘土鉱物が認められる部分、F～GはC～Eよりさらに風化・変質が進み固結度がかなり低く全体が粘土化した破碎帯・断層部に対応する。

3. 調査機器開発

(1) 地質構造調査技術適用試験

地質環境特性の把握に際しては、地質環境本来の状態をできるだけ乱すことなく、精密にかつ効率的に調査を行う必要がある。

地質構造調査に用いられる地球物理学的調査手法には多種多様の調査法があり、その原理が異なれば得られる物性値等の情報も異なってくる。したがって、地下の多様な情報を得るためには、調査は多種の手法を併用して行う必要があり、精度の高い調査

を行うためには、個々の調査手法を改良・高度化していく必要がある。さらに、地球物理学的調査手法の中には、広い調査対象領域の概略的調査に適した手法もあれば、狭い領域の精密な調査に適した手法もあるので、対象領域を効率的に調査するためには、まず、概括的な調査から始め、精密な調査を必要とする地域を順次絞り込んでいながら、それぞれの段階に最も適した調査手法を用いる必要があり、システムとしての調査手法を確立する必要がある。

以下、個々の調査法の適用性を把握し調査システム確立の基礎資料とする目的で実施された試験結果ならびに試験孔掘削技術について述べる。

1) CSAMT (Controlled-source audio-magnetotelluric) 法

比較的広範囲にわたる深部の岩盤の性状を把握するための技術開発の一環として、結晶質岩を対象に、CSAMT法の適用性を評価する試験を行った。

CSAMT法は岩盤の比抵抗分布を測定する手法の一つであり、地下深部の水理構造の重要な規制要素である岩盤の不均質性を明らかにする目的での利用が期待される。

今回の適用試験から以下の結果が得られた。

- ① 深度500mまでの岩盤の電気比抵抗分布の解析が可能である。
- ② 解析された電気比抵抗分布は電気検層の結果と調和的であり、さらに、後述する時間領域電磁法による結果とほぼ一致する。

今後は、より深部の情報を取得するために、低周波でのデータの取得・補正技術を確立することや、3次元解析を行うために必要な調査手法やデータ解析手法を開発する必要がある。

2) 時間領域電磁法

地下深部の岩盤の性状を、高精度で把握するための技術開発の一環として、結晶質岩を対象として、時間領域電磁法の適用性を評価する試験を行った。

時間領域電磁法は、地表に設置された送信用ループに電流を流し、電流切断後の二次の磁界の時間的変化を測定することにより、岩盤の電気比抵抗分布を求める手法である。時間領域電磁法も、電気比抵抗が低い部分を検出する能力に優れている。図1は測定データを解析して得られた電気比抵抗分布の一例である。

今回の適用試験から以下の結果が得られた。

- ① 深度1500mまでの岩盤の電気比抵抗分布の解析が可能である。
- ② 解析された電気比抵抗分布は電気検層の結果とよく一致する。
- ③ 岩盤の電気比抵抗は深部ほど高いのが一般的

表1 割れ目調査に係わる岩盤区分

RQD指数 + 孔隙率指数	岩 盤 区 分
2	A
3～4	B
5～6	C
7～8	D
9～10	E
11～12	F
13	G

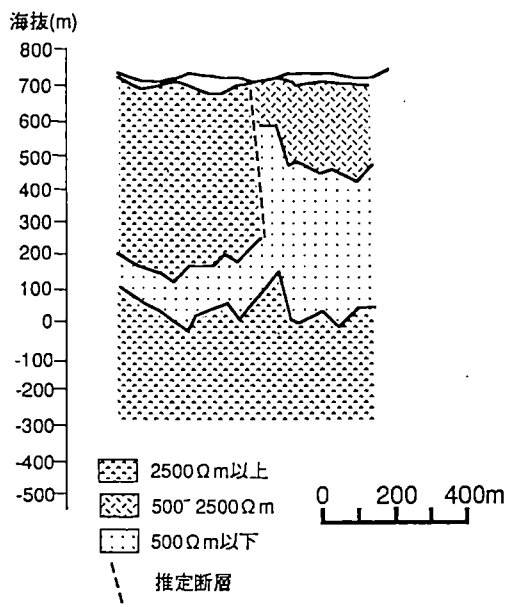


図1 時間領域電磁法で得られた電気比抵抗断面の例

であるが、今回は深部に低比抵抗を示す部分が解析された。この部分は透水係数の高い部分とほぼ対応したことから、この低比抵抗部では、周囲の岩盤に比べ割れ目等が発達していることが推定された。

今後は、3次元解析を行うために必要な調査手法やデータ解析手法を開発する必要がある。

3) オフセットVSP (Vertical seismic profiling) 法

地下深部の岩盤の割れ目系等の構造を把握するための技術開発の一環として、結晶質岩を対象に、オフセットVSP法の適用性を評価する試験を行った。

オフセットVSP法は、地表で弾性波を発生させ、岩盤中を伝播してきた直接波や、地下の断層や割れ目帯で反射された反射波を、試錐孔内に設置した受信器で観測し、断層や割れ目帯の位置や規模を求める手法である。

今回の適用試験の結果、以下の結果が得られた。

- ① 既往の調査により推定されている断層の走向と傾斜が明らかになった。
- ② 使用する弾性波の波長の1/5~1/10の幅を持つ断層や割れ目帯まで検出可能であることが明らかになった。

今回はP波（縦波）を用いた解析を行ったが、今後は分解能をさらに向上させるために、S波（横波）を用いた調査や、3次元的な測線配置や複数の試錐孔を利用した3次元調査のための調査手法や解析手法を確立し、解析精度をさらに高める必要がある。

る。

4) PLMT (Power line magnetotelluric) 法装置の開発

前述したCSAMT法や時間領域電磁法のように電磁界を測定する調査では、商用送電線に起因する50Hzないし60Hzとその高調波の電磁界がノイズとして測定データに混入してくるため、アナログフィルターやデジタルフィルターを駆使してこれを除去している。しかしながら観点を変えると、このノイズと考えられてきた商用送電線に起因する電磁界も一つの信号源と考えることができる。一般に、商用送電線がつくる電磁界は大きくかつ安定しており、さらに調査深度の目安となる表皮深度は、電気比抵抗100ohm-mの大地の場合、周波数60Hzで約650mとなり、深部の地質構造の調査に利用可能である。

PLMT法は、こうした考えの下に考案されたものであり、測定装置は動燃事業団が三井金属資源開発㈱と共同で開発した。PLMT法の測定原理は前述したCSAMT法と同じであるが、電磁界源として商用送電線を利用するので、送信源を設置する必要がなく、地下の電気比抵抗の分布を、小型の装置できわめて短時間に測定することが可能である。

開発された装置の適用試験を、すでに電気探査データのある地域において実施した。解析結果の一例を図2に示す。図中の□は測定値であり、この測定値から、調査地点は、中間層の電気比抵抗が一番低く、最下層の電気比抵抗が上部層に比してきわめて高い3層構造をなしており、電気比抵抗値より堅固な岩盤であると推定される第3層の深度は約400mであると解析された。図中の曲線は解析構造が与える見掛け比抵抗曲線を示している。

適用試験の結果、以下の結果が得られた。

- ① 他の手法による調査結果と整合性のあるデータが得られた。
- ② 測定は非常に簡便で、数分間に一つの測定が可能であることが実証された。

今後は、低電圧線のような人工物からのノイズの除去法や局地的な地形の影響の除去法を開発していく必要がある⁴⁾。

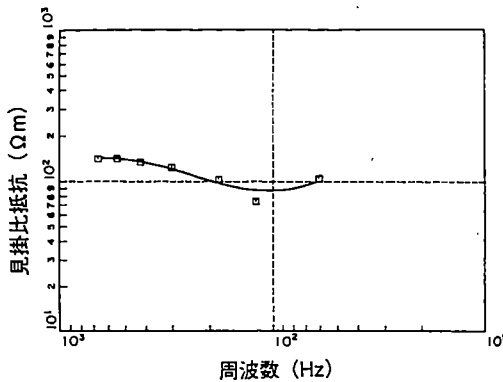
5) リモートセンシング調査法

本調査法は、広域の地下水流動解析における外側境界の設定と領域内部での割れ目系のモデル化に必要な情報を衛星データや空中写真から抽出する手法および植生を指標にした地下水流動解析結果の評価手法の構築を目的に調査・解析を実施している。

解析対象範囲の外側境界の設定に関しては、岐阜県東濃地方を対象に、当地域に分布する活断層系（高角度断層）に囲まれた地区毎のリニアメント分

地表	
133Ωm	327m
27Ωm	406m
∞	

(a) 層構造解析結果



(b) 測定値と見掛け抵抗曲線

図2 PLMT法調査の解析結果例

布特性について解析を実施した。(図3)その結果、高角度の断層によって囲まれた地区毎に卓越方向等のリニアメント分布特性が異なっていることが明らかになり、これらの断層を境にして地質構造区が異なっている可能性がある。これにより水理地質構造も地区間で不連続である可能性があり、高角度の断層が広域の地下水流動の境界をなしていることが考えられる。

割れ目系のモデル化に関連しては、同地方に位置する東濃鉾山周辺域において地表露頭(花崗岩)に

おける割れ目とリニアメントの関係を調査している。

また、植生を指標にした地下水流動解析結果の評価手法の構築については、地下水以外の植生への影響因子とその影響の度合いを明らかにするため、デジタル標高データおよびSPOT衛星データを用いて解析を実施している。

6) 試錐技術

地層科学研究では、掘削終了後に各種の孔内試験・測定を行うため、岩石や地下水の状態をできるかぎり変化させないで、試錐孔を掘削する必要がある。

そのために以下のような測定孔井の掘削および維持等の技術開発を行った。

① 清水掘削工法

掘削する試錐孔は、透水係数、流向・流速、ボーアホールテレビ等の測定および調査の妨害となるような泥水を用いない清水掘りであることから、軟弱岩盤では孔内崩壊が生じる。このため掘削水の送水量、掘削時の回転数、掘削圧等の調整および圧縮空気をういたエアーリフトによる崩壊物の排出等により、対象岩盤に適した掘削工法の開発を行っている。

② レスター泥剤の使用

清水掘りでは掘削深度が深くなるにつれ、掘削具の回転摩擦が増加する。これを緩和するため、レスター泥剤を使用することがある。この泥剤の特徴として、約1週間後には泥剤特有の粘性が消失し、岩盤中の割れ目等に侵入しても水理試験には影響のないことがわかっている。

しかし、レスター泥剤を使用した試錐孔からの採水・分析の結果、レスター泥剤の成分が地

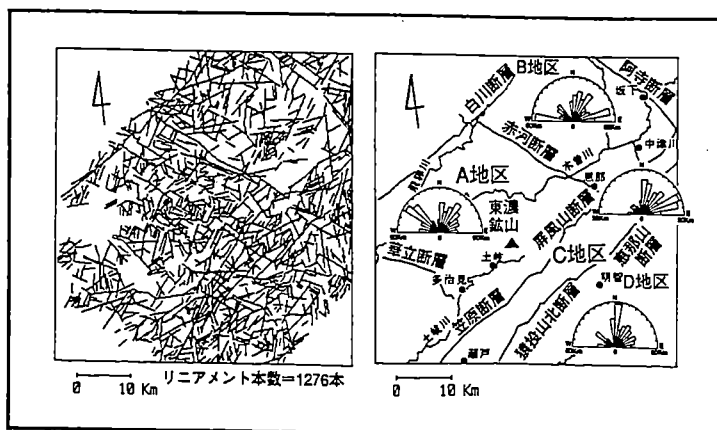


図3 岐阜県・東濃地方のリニアメント判読図(左)と活断層系に囲まれた各地区のリニアメントの卓越方向(右)

下水中に溶け込んだり、またレスター泥剤が微生物活動を活発化することで、地下水の化学組成が変化することがわかり、地下水の地球化学的特性調査用の試験孔には適さないことが明らかとなった。地下水の化学組成を変化させないような泥剤についての文献調査等を実施中である。

③ メッキ型インナチューブの開発

従来使用してきた鋼管型インナチューブ（岩芯採集管）では、割れ目帯において岩芯の詰まり等が生じていた。このため採取した岩芯の取り出し時の破損を極力少なくするため、インナチューブの内面にクロムメッキを施すことにした。これにより割れ目帯での掘削時の岩芯詰まりや岩芯の取り出しが良好となった。

④ ダイヤモンドビットの改良

結晶質岩での掘削を効率良く行うため、市販のビット面の掘削水の水路を標準タイプの6本から12本に増加させた。この結果、掘削により出る掘削屑の排出が良好となり、ダイヤモンドの磨耗が減少し、掘削能率および耐久性が向上した。

⑤ 大孔径不撓乱岩芯の採取

堆積岩中の砂質岩における岩芯採取は、岩芯採集具の回転および掘削水の循環等により、従来の岩芯採集具では岩芯が崩壊し、岩芯の採集率を低下させていた。このため、直径146mm・116mmの大孔径の岩芯採集具を使用すること、また岩芯を破損させないために岩芯採集具を2重管から3重管に変更することを行った。これにより、不撓乱状態で100%の岩芯を採取することが可能となった。

⑥ 材料開発

地下水採水用の試験掘削では、地下水の化学組成に影響を与える物質の使用は極力避けなければならない。このため、このような条件を満たし得る掘削具（保孔パイプ等）や泥剤の開発が必要であり、これらの材料について文献調査や技術的検討を行っている。

7) 物理検層技術

一般に試験孔を利用した原位置透水試験は多大な時間と経費がかかり、測定区間も不連続となる。これに対し、物理検層は岩盤の諸物性を迅速かつ連続的に測定することが可能なため、物理検層結果と原位置透水試験結果に良い相関が得られれば、試験孔周辺の水理学的特性を連続的に把握することが可能であると考えられる。

このような観点に基づき、物理検層の一つである

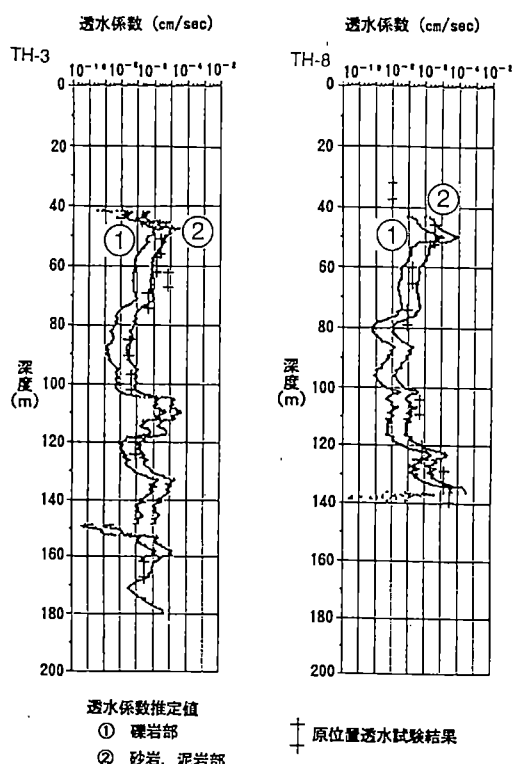


図4 電気検層による透水係数値の推定

電気検層より得られる見かけ比抵抗値と、原位置透水試験より得られる透水係数の比較を行った。実施にあたっては、対象を大きく泥岩・砂岩部と礫岩部とに分けて検討を行った。この検討から、堆積岩中で測定された見かけ比抵抗値と透水係数との間には良い相関が得られた。この検討結果を用いて、深度方向に透水係数値を推定した例を図4に示す。図より、見かけ比抵抗値から推定した透水係数の深度方向の分布と原位置透水試験より得られた透水係数値は比較的良く一致していることがわかる。以上の結果より、堆積岩において、電気検層の見かけ比抵抗値から深度方向の透水係数分布を推定できる可能性が明らかとなった。

8) 試験孔を利用したレーダー調査

岩盤内の割れ目帯の位置、規模、および透水性について、これらを非破壊で評価する手法の開発を行っている。その一環として、試験孔レーダーシステムを導入し、日本の岩盤に対する適用試験を実施した。

レーダー法は短波長の電磁パルスで岩盤内に発信し、含水量に起因する電磁波の速度や減衰の変化から、岩盤の水理地質特性に深く関連している割れ目

や割れ目帯の3次元的分布を非破壊で求める手法である。

① シングルホール調査

シングルホール調査は、1つの試錐孔にレーダーの送信器と受信器を挿入し、一定の間隔ごとに送・受信器を移動させながら取得したデータからの割れ目の方向や連続性を調べるものである。

適用試験結果例を図5に示す。このレーダー反射図から割れ目の多い部分が定性的にわかり、また連続した割れ目帯の位置を把握することができた。

② クロスホール調査

クロスホール調査は、2本以上の試錐孔を利用して、1つの試錐孔に送信器を他の試錐孔に受信器を挿入して測定するもので、測定結果をトモグラフィ処理することにより、割れ目帯の空間的分布を把握することができる。

坑道内において4本の試錐孔を用いたクロスホール調査を実施した(図6)。その結果以下

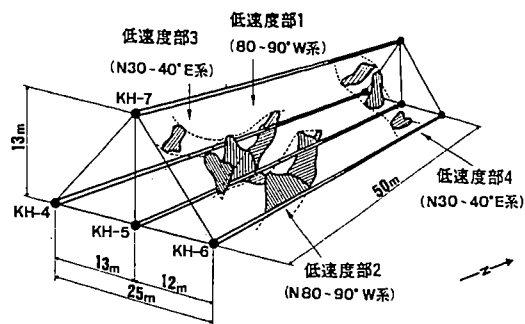


図6 クロスホール調査適用試験結果例

のことが明らかになった。

- ・岩盤内の電磁波速度の低速度部および高速度部の3次元的連続性を推定することができた。
- ・本調査後に掘削した坑道側壁面を直接観察した結果、電磁波速度の低速度部分は湧水のある連続した割れ目帯であることが判明した。

(2) 水理特性調査機器の開発

地下深部の地質環境特性を把握するためには、難透水性岩盤の水理学的特性を明らかにすることが必要である。そのため、水理学的特性調査機器として、難透水性岩盤を対象とした試錐孔による原位置透水試験装置をはじめ、坑道内における岩盤壁面からの蒸発量を測定することにより超難透水性岩盤の透水性を評価する機器、および坑道掘削に伴う周辺岩盤のゆるみ領域を水理学的に把握する装置等を開発した。

また、地表部の水の流れを明らかにするために表層水理定数測定システムを開発した。

1) 低压岩盤透水試験装置

(低压ルジオン試験装置)

本装置⁵⁾は、単孔式の定常注入法を用いた原位置透水試験装置である(図7)。同装置は従来のルジオン試験装置に比べ難透水性岩盤の透水係数を測定可能とするために以下に示す改良がなされている。

- ① 注入圧力による岩盤への影響を低減するためにレギュレーターと加圧自動制御装置を併用し、低压での高精度な圧力制御を可能とした。
- ② 容量の異なるアキュムレータを設置し大流量から極少流量まで高精度に測定可能な構造とした。
- ③ 圧力計を試錐孔内の測定区間直上に設置し、注入圧力を高精度に測定できる構造とした。

本装置の性能を以下に示す。

- ・試錐孔径：φ66～100mm
- ・最大測定深度：200m

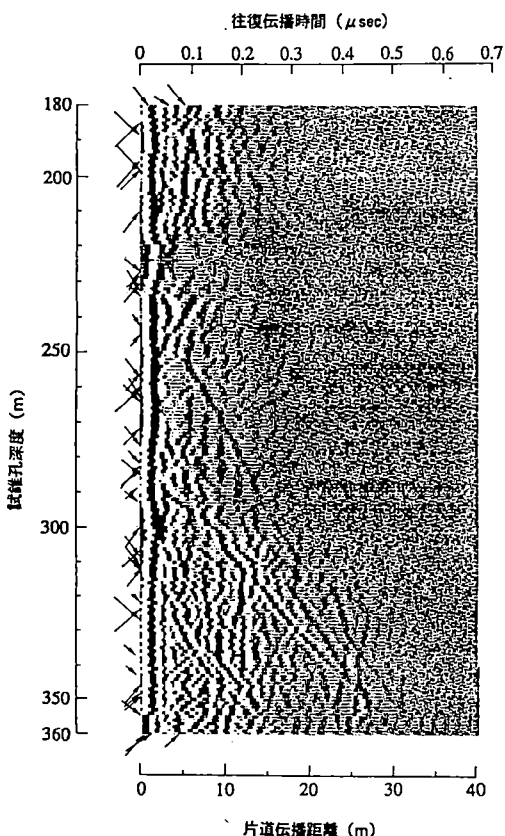


図5 シングルホール調査適用試験例

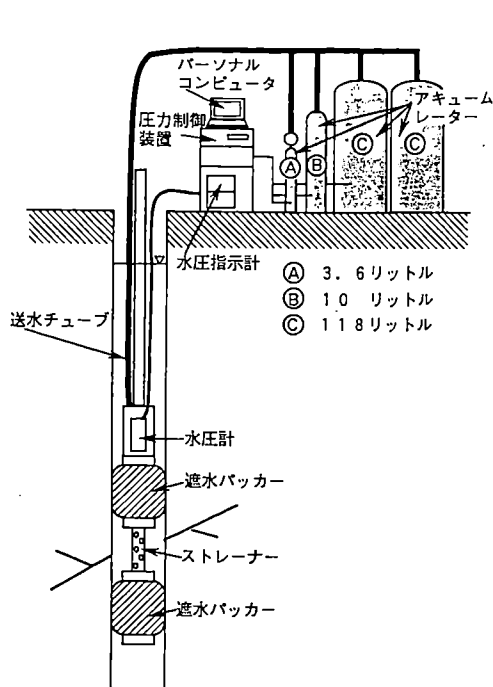


図7 低圧ルジオン試験装置

・透水係数測定範囲: $10^{-3} \sim 10^{-7} \text{ cm/s}$ オーダ

2) 低水圧制御水理試験装置

(動燃式JFT試験装置)

本装置⁶⁾は、単孔式の非定常法を用いた原位置透水試験装置である(図8)。同装置は、従来のJFT試験装置を基に、難透水性岩盤の透水係数と間隙水圧を効率的かつ精度良く測定するために開発したもので、以下に示す特徴を有する。

- ① 難透水性岩盤の透水係数を迅速に測定するために、圧力変化を測定対象としたパルス法を適用した。
- ② 作業を効率的に行うために、地上で操作できるバルブを設置した。
- ③ 間隙水圧を迅速に測定するために、圧力変化を測定対象とした方法を用いた。
- ④ 水圧による岩盤への影響を低減するために、孔内部で水圧を制御できる構造とした。

本装置の性能を以下に示す。

- ・試 錐 孔 径: $\phi 66 \sim 100 \text{ mm}$
- ・最大測定深度: 500 m
- ・透水係数測定限界: $10^{-4} \sim 10^{-9} \text{ cm/s}$ オーダ

(アメリカ特許No.4986120。カナダ・EC・日本において特許申請中。)

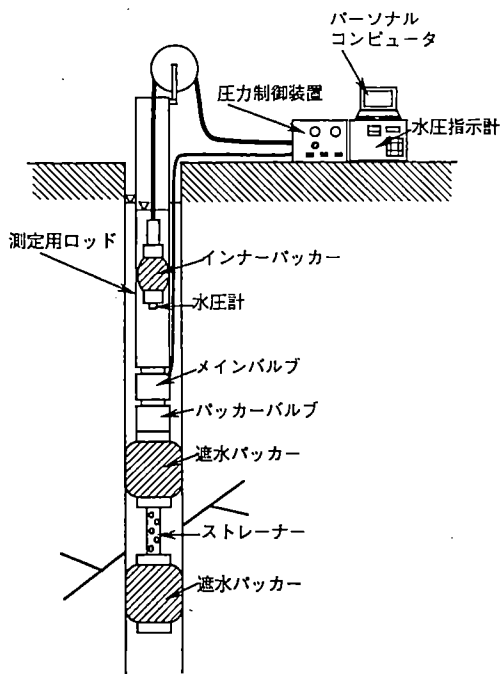


図8 動燃式JFT試験装置

3) 蒸発量測定装置

坑道周辺の超難透水性岩盤の水理学的特性を明らかにするため、坑道における湧水量分布を岩盤壁面からの蒸発量計測により把握できる測定装置を開発した(図9)⁷⁾。

本装置では、坑道壁面直上の2点で測定した絶対湿度から湿度勾配を求め、水分拡散係数をこれに乗じて坑道壁面近傍の水分移動量を算定する。

本装置は既にストリーバ国際プロジェクト、釜石鉱山、東濃鉱山で測定実績を挙げている。これらの現場計測の結果、以下のことが明らかとなった。

- ① 相対湿度95%以上の高湿度条件下でも蒸発量計測が可能である。

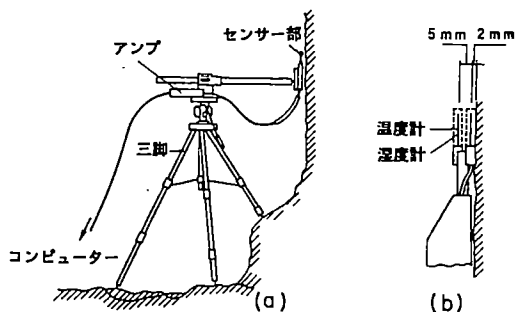


図9 蒸発量測定装置

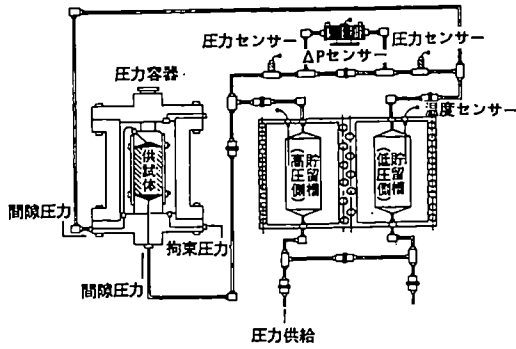


図10 室内岩石透水試験装置

- ② 割れ目上の蒸発量について、位置による変化が把握できた。
- ③ 乾燥状態の割れ目からも蒸発量が測定された。
- ④ 風化花崗岩では、表面からの蒸発量が大きく、割れ目が主要な浸透経路とはなっていない。

4) 室内岩石透水試験装置

本装置⁸⁾は、従来の定水位法とともに難透水性岩石を対象としたトランジェントパルス法を採用し、高透水性～難透水性岩石の透水係数を高精度に測定することができる(図10)。それぞれの試験方法の概要を以下に示す。

① 定水位法

供試体の両端に一定の水圧を与え、供試体内の透過水量を測定して透水係数を求める。

② トランジェントパルス法

供試体の両端に貯留槽を設置し、それぞれの貯留槽に異なる水圧を加えて、その水圧の経時変化から透水係数を求める。

本装置は、以下に示す性能を有している。

- ・ 供試体寸法：直径5～10cm、長さ5～20cm
- ・ 測定範囲： $1.5 \times 10^{-4} \sim 3.7 \times 10^{-12}$ cm/sec
- ・ 測定精度：±10%以内

(日本において特許申請中。)

5) 孔間透水試験装置

本装置は、坑道周辺の単一割れ目を対象に、比貯留係数、透水係数、透水異方性、および間隙水圧の測定を目的として、現在開発を行っているものである。本装置は、注水装置と圧力測定装置を2本以上の試錐孔に別々に設置して、注水装置から正弦波状の圧力を発信させ、岩盤内を伝播した圧力の減衰や正弦波の位相差を圧力測定装置で受信し、上述の岩盤内における水理特性を測定するものである(図11)。本装置の目標性能を以下に示す。

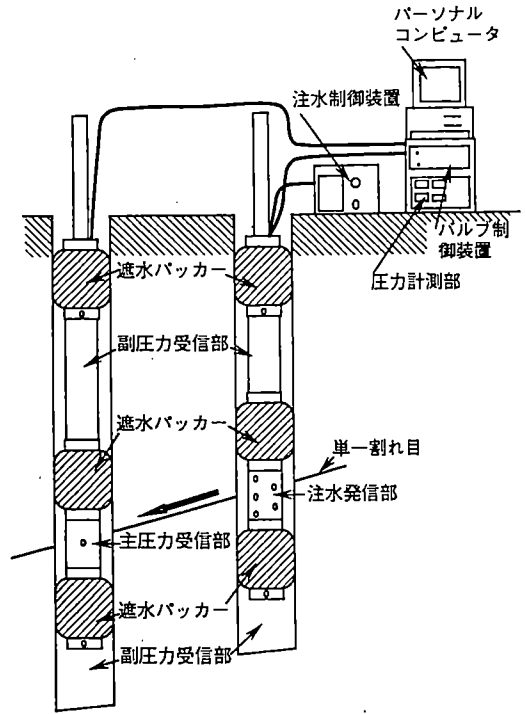


図11 孔間透水試験装置

- ・ 試錐孔径：φ75～100mm
- ・ 注水・受信孔間距離：1～10m
- ・ 注水パターン：正弦波、定圧注水、定流量注水
- ・ 正弦波周期：1 cycle/1 hour～1 cycle/1 day
- ・ 透水係数測定範囲： $10^{-4} \sim 10^{-7}$ cm/sオーダー

6) 水理学的ゆるみ領域計測装置

坑道掘削に伴って発生する岩盤周辺のゆるみ領域を定量的に把握するため、岩盤中の水理学的パラメータを指標として、ゆるみ領域を定量的に評価できる試験装置を開発した。

本装置(図12)は、坑道周辺に掘削した試錐孔を利用して、任意の区間をバックカーで閉鎖し、同区間内の間隙水圧と透水係数を測定することでゆるみ領域の範囲と性状を把握するものである。開発した試験装置の特徴と性能を以下に示す。

- ① 坑道掘削に伴う岩盤内の不飽和状態を考慮し、閉鎖区間内に注水することにより、疑似的飽和状態とみなした試験が実施できる。
- ② 透水試験法には、一定圧で注入し単位時間あたりの流量から透水係数を算定する定常法を採用した。
- ③ 岩盤内の不飽和状態を考慮して、負の圧力も測定できる間隙水圧計を用いた。

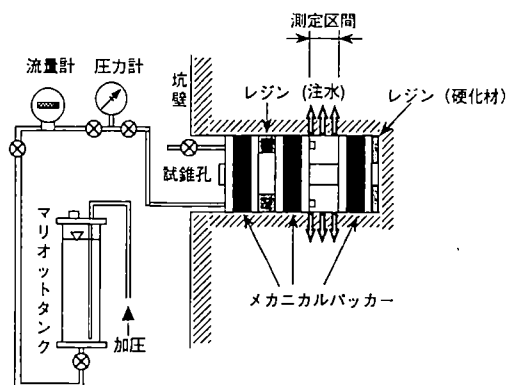


図12 水理学的ゆるみ領域測定装置の概念

④ ゆるみ領域の分布を詳細に把握するために、測定区間を13cmに設定した。

⑤ 最大測定深度：2 m

⑥ 透水係数測定範囲： $10^{-5} \sim 10^{-9}$ cm/sオーダー
(※日本において特許申請中。)

7) 表層部における水収支調査手法

調査地域の表層部における水収支を把握するために、気象観測装置、河川流量計、地下水位計、土壌水分計、およびデータ処理解析機器で構成される表層水理定数測定システムを開発した(図13)⁹⁾。観測装置の概要を以下に示す。

- ① 気象観測装置：温度・湿度・降雨量・蒸発量等10項目の観測を行う。
- ② 河川流量計：測定容量の異なる4台のフロート式流量計が用意され、流出面積、時期的変動に応じた測定が可能である。
- ③ 地下水位計：試錐孔内の任意の深度に、水圧式水位検出装置を設置し、岩盤内水位を連続的に測定できる。

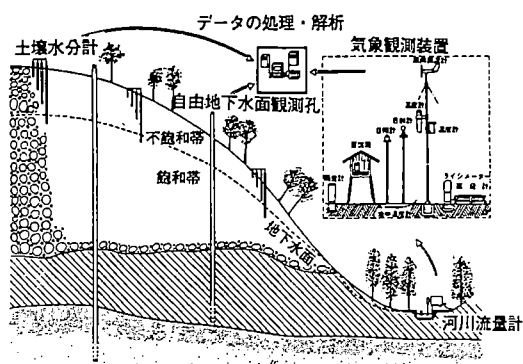


図13 水収支観測施設の概念図

④ 土壌水分計：土壌水分に平衡な圧力を検知し、水理水頭値として計測装置に連続記録する。

⑤ データ処理装置：すべてが10分毎に1か月分にまとめられ1枚のフロッピーディスクで管理(統合ファイル)される。

同システムは東濃鉱山周辺においてすでに3年以上の測定実績を挙げている。この測定から、観測地域における表層部から下層の岩盤への浸透量として、207.5mm/yearという結果が得られた。この値は当地域の平均的な岩盤の透水係数とはほぼ一致した。

(3) 地球化学的特性調査機器の開発

地球化学的特性調査技術として、地下水の採取技術の開発を行った。また同時に調査機器として、①地下水の物理化学パラメータ[酸化還元電位、電気伝導度、pH、水温、溶存酸素濃度]を、不活性雰囲気下で連続的に計測する装置(水質連続モニタリング装置)、②ある地層中に本来存在している地下水(地層水)を被圧不活性状態で採取できる装置(パッカー式地下水サンプラー)の開発、および③各設定区間において採水と間隙水圧測定が可能なMPシステムの適用試験を行った。

1) 地下水の採取技術の開発

深部地下水の地球化学的特性を把握するためには、ある深度の地層中に本来存在している地下水(以下地層水とよぶ)のみを採取する技術を確立することが重要である。従来のような試錐孔全体を利用した採水方法では、地下水の混合や掘削水の混入を避けることができない。このため動燃事業団では、パッカーを備えた装置を用いて地下水を採水している。採水手順は、①採水区間のパッカーによる閉鎖、②採水区間からの掘削水や他深度の地下水の除去(予備採水)、③地層水の採取(本採水)、の三過程からなる。この方法においては、予備採水終了の判断基準が重要となる。そのため、地層水の化学組成が一定であると仮定し、採取した試料水の物理化学パラメータ、主要化学成分濃度が一定の値に収束することを判断基準とした。この基準が妥当であるかを検討するために、採取した試料水について、上記のパラメータ等を測定した結果、採水区間の数倍程度採水すると、ほぼ一定となることがわかった。また、予備採水の過程で取得したデータを二成分混合で計算すると、地層水の化学組成を推定することも明らかとなった。

2) 水質連続モニタリング装置

地下水の地球化学的特性の重要なデータの一つに物理化学パラメータが挙げられる。これらのパラメータ値は、地下水を大気に開放して測定すると、

大気中の酸素や二酸化炭素の影響によって変化する可能性がある。また上記のパラメータのうち酸化還元電位は、測定に伴う様々な因子（大気、共存イオン、測定電極の種類、測定時間等）によって影響を受ける可能性があるため、信頼性のある測定値を得ることが困難である。

上記の影響因子を把握するために、酸化還元電位を含めた物理化学パラメータを不活性雰囲気下で連続的に測定できる装置を開発した。本装置の測定部は、地下水との反応性が低いアクリル性のフローセル構造である。そして、各パラメータ測定用に電極を備えている。さらに、本装置には酸化還元電位測定用に金属電極として金、白金の2種類を参照電極として甘こう電極を用いている。測定値はデータ記録部で連続的に記録される。

3) バッカー式地下水サンプラー

従来の試錐孔全体を利用したつるべ式の採水方法では、掘削水の混入や地下水の混合を避けることができない。このため、試錐孔内において採水区間の上下をバッカーで区切ることによって、任意の深度から地下水を採取できる装置を開発した。

本装置はスウェーデンBAT社が開発したBAT式地下水モニターシステムに遮水用のラバーバッカー

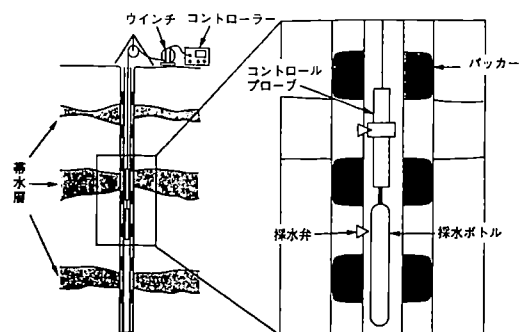


図15 MPシステム概念図

を組み合わせたもので、地下水が存在していた環境を極力保持した状態での採取が可能のように設計したものであり、すでに国内特許を取得した¹⁰⁾。図14に本装置の概略を示した。本装置は、①試錐孔内の採水区間を区切るラバーバッカー部分、②採水区間から地下水を採取し、地上まで運搬する部分（地下水サンプラー）、③昇降装置、の3つの部分から構成される。地下水サンプラーはステンレス製でその容量は500mlであり、深度500mまでの試錐孔に適用可能である。

4) MPシステム

MPシステムは、カナダのWest Bay社が開発した地下水モニタリングシステムで、試錐孔内に複数のバッカーを設置することによって、多区間での水圧計測および地下水採取が可能であり（図15）、我が国への適用性を確認するために、東濃鉱山周辺に設置した。本システムは設置後3年を経過し、順調な計測が進められており、我が国への適応性が確認された。本システムは、①一本の試錐孔内で同時に多数の測定・採水区間を設定できる、②各区間における間隙水圧・透水係数の測定および採水が可能である、③被圧・不活性状態を保存したままの地下水採水が可能である、等の特長がある。カナダでは、すでに深度1,000mまでの機器が実用化されており、国内でも500mまでの実績がある。

（中部事業所 環境地質課
長谷川健、濱 克宏、前川恵輔）

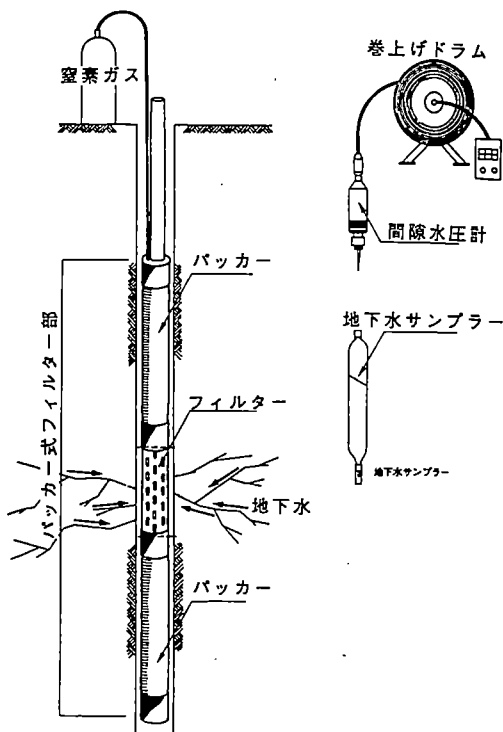


図14 バッカー式地下水サンプラー概念図

参考文献

- 1) 吉田英一、大澤英昭、他：深部花崗岩中の割れ目解析、応用地質、Vol.30、No.3、11-22、(1989)。
- 2) 尾方伸久、大澤英昭、他：多変量解析手法を用いた結晶質岩盤の割れ目解析、PNC TN7410 92-001 (1992)。
- 3) 尾方伸久、大澤英昭：地下水特性調査技術開発の現状、検層技術(1)、PNC TN7410 90-005 (1990)。
- 4) 坪川浩二、則竹和光他：商用周波数およびその高周波を使った簡易電磁探査法の開発 動燃技報No.66、82-91 (1988, 6)。
- 5) 尾方伸久、大澤英昭、他：堆積岩の地質学的特性および透水係数、見かけ比抵抗相互の関係とその水理地質構造モデル化への適用、応用地質、Vol.32、No. 6、51-62 (1992)。
- 6) 柳澤孝一、斎藤 章、他：新しい現場透水試験法（動燃式JPTの開発と測定例）、土と基礎、Vol.37、No.7、47-52 (1989)。
- 7) 渡辺邦夫、柳澤孝一、他：蒸発量計測によるトンネル壁面からの湧水量の測定（その2）、応用地質、Vol.31、No.1、1-11 (1990)。
- 8) 中野勝志、斎藤 章：難透水性岩石を対象とした室内透水試験、土質工学会論文報告集、Vol.31、No.3、164-174 (1991)。
- 9) 中野勝志、中島 誠、他：表層部における水収支の調査研究、動燃技報、No.78、46-53、(1991)。
- 10) 柳澤 孝一、中野 勝志、他：ハッカー式地下水サンプラーの開発、日本地下水学会、1991年度秋季講演会要旨、204-207、(1991)。

美濃帯犬山地域の三畳紀—ジュラ紀古世層状チャート

平石美樹子・八尾 昭
(大阪市立大学理学部地球学教室)

Triassic - Early Jurassic bedded chert of the Mino Terrane in the Inuyama area, central Japan

HIRAISHI Mikiko and YAO Akira
(Department of Geosciences, Faculty of Science, Osaka City University)

はじめに

チャートは緻密で、硬く、その組成のほとんどがシリカからなる岩石である。様々な年代の様々な地層に伴って産し、例えば、最も古いもの(始生代初期:3800Ma)は、グリーンランドのイスア地域の緑色岩類に伴う(丸山, 1993)。南アフリカのスワジールランド系(3500~2800Ma)に挟まれるチャートやカナダのオンタリオの縞状鉄鉱層に伴うガンフリントチャート(2000Ma)などは、生物進化の初期過程の研究において重要なものである。以上のような先カンブリア時代のチャートの形成に珪質殻をもった生物がかかわったという事実はないが、顕生累代のチャートの多くには放散虫の殻や海綿の骨針など生物起源の珪質物質が多量に含まれる。それ故、これらの微化石で特徴付けられるチャートは放散虫岩(radiolarite)、骨針岩(spiculite)と呼ばれることがある。チャートには塊状のものもあるが、多くは数cm程度に成層した層状チャート(縞状チャート:bedded chert)である。日本列島では層状チャートは、古生代—中生代付加コンプレックスの主要な構成地質体の一つである。これらの層状チャートは、多くの場合、下部の珪質岩層から上部の碎屑岩層への一連の層序をもつ地質体(チャート=クラスティックスシーケンス:chert-clastics sequence)の下半部を占める。この地質体は、珪質岩層の下位の緑色岩類を含めて海洋プレート層序をなす。

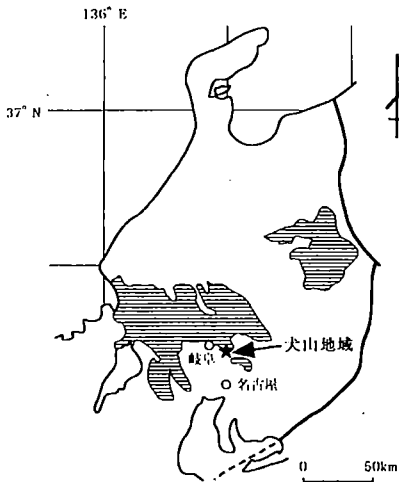
本見学対象は、美濃帯南部の犬山地域の層状チャートである。ここでは層厚数十mにもわたりリズミカルに互層する美しい層状チャートが、木曽川河岸に沿って連続的に露出する。この層状チャート層および碎屑岩層は、1960年代までは本州(秩父)地向斜で形成された上部古生界とみなされていた。しかし、1970年代から1980年代にかけて微化石(コノドントや放散虫)による堆積年代の検討がなされ、すべて中生界三畳系—中部ジュラ系であり、チャート=クラスティックスシーケンスをなすという実態が明らかになった。この結果は“地向斜・造山論”から“プレートテクトニクス”へのパラダイムの変換を象徴する内容であった。犬山地域の検討が、日本のいわゆる上部古生界地向斜堆積物の再検討の一つのモデルケースであったと同時に、三畳系—ジュラ系放散虫層序の確立に貢献した。

本案内書では、まず犬山地域の地質の概要を記し、チャート=クラスティックスシーケンスの形成場やスラストパイルの形成過程について簡単に説明を加え、そして層状チャートの堆積環境について述べる。最後に見学地点の具体的な記載を行なう。

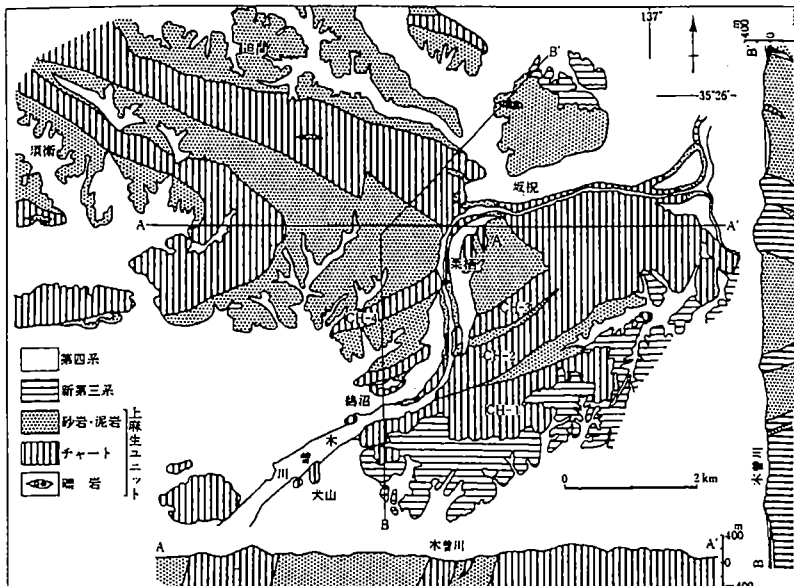
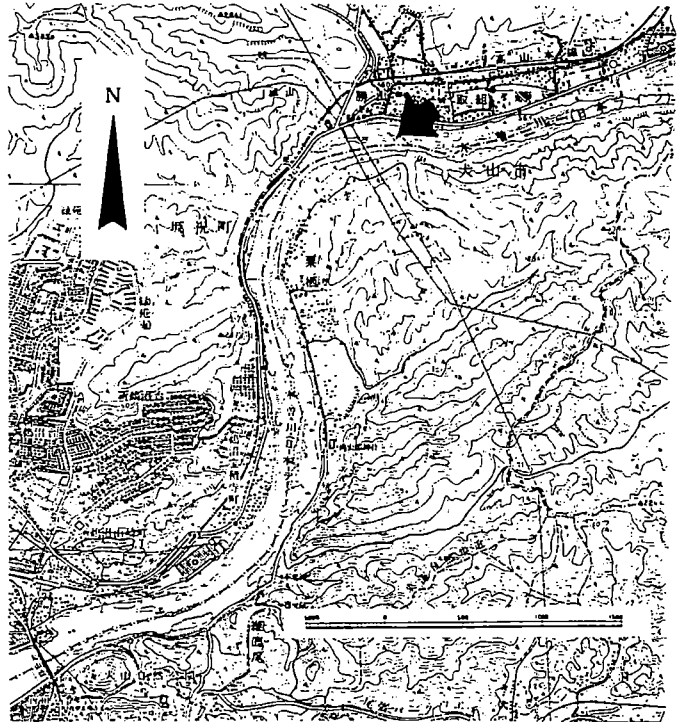
謝辞 著者の一人(平石)は、犬山地域の層状チャートを検討するにあたって、解析方法等について大阪市立大学理学部地球学教室の三田村宗樹博士に御助言をいただいた。同氏に謝意を表する。

犬山地域の地質

見学地点となる犬山地域は中部日本の岐阜県と愛知県の県境付近に位置する（第1図）。この地域には美濃帯南部を構成する上麻生ユニット（Wakita, 1988）が分布する。地質の概要を第2図に示す。地質の特徴としてチャート層、碎屑岩層が繰り返し分布しており、西へ急傾斜した軸をもつシンフォーム（坂祝向斜：Mizutani, 1964）を形成して



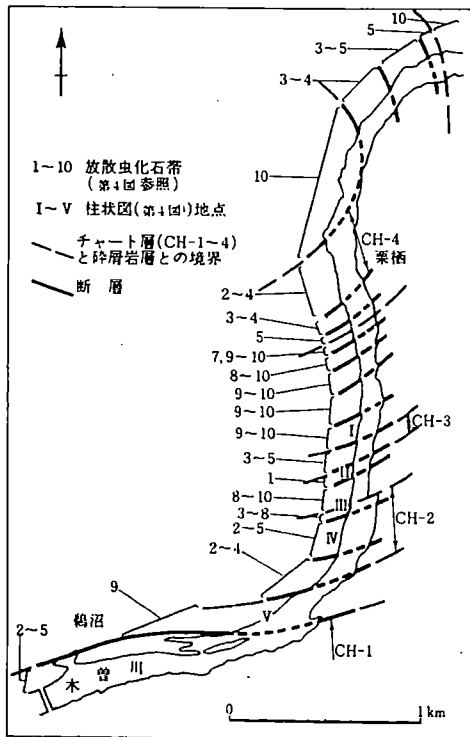
第1図 犬山地域の位置図（建設省国土地理院発行2万5千分の1地形図の犬山、美濃加茂より）。



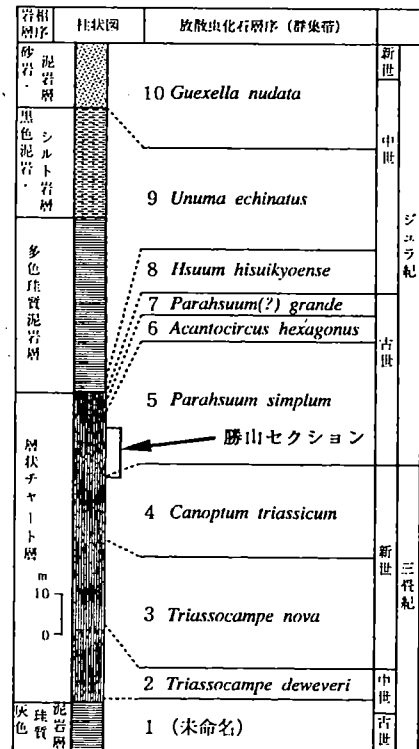
第2図 犬山地域の地質図（中部地方Ⅱ, 1988）。

いる。これらのチャート層・碎屑岩層は、地層面にほぼ平行なスラストによってその下限・上限が画された1つの構造ユニットをなしている。各ユニットの微化石（放散虫、コノドント）による堆積年代の検討の結果、各岩相と年代には対応関係があり、各ユニットがスラストによって繰り返し重なったスラストパイルをなしていることが明らかになった（Yao et al., 1980）（第3図）。犬山地域のチャート層・碎屑岩層の岩相層序区分と各層の放散虫化石による堆積年代は以下の通りである（第4図）。下位から上位へ、下部三畳系灰色珪質粘土岩層（約10m）、中部三畳系～下部ジュラ系層状チャート層（約50～80m）、中部ジュラ系下・中部多色珪質泥岩層（約40m）、中部ジュラ系上部黒色泥岩シルト岩層（約30m）と砂岩・泥岩層（数百m）である。これら各層は本来、整合的に累重し、チャート＝クラスティックスシークエンスを形成していた（Yao et al., 1980）と考えられる。1950年代に本地域中央部の犬山市栗栖北東の碎屑岩層からジュラ紀中世後期のアンモナイト化石が発見された。当時、これらの地層はすべて古生層とされていたため、この発見は不可解なこととして棚上げされていたが、先にも述べたように放散虫化石の検討から問題が解決したわけである。

この地域では様々な分野での研究がなされており、例を挙げると、微化石層序学的研究（Yao et al., 1980；Yao et al., 1982；Hori, 1992）、堆積学的研究（足立・水谷, 1971；近藤・足立, 1975；Iijima et al., 1978；立花ほか, 1991など）、鉱物学的研究（足立, 1986）、構造地質学的研究（水谷・金折, 1980；Matsuda and Isozaki, 1991；木村・堀, 1993）、古地磁気学的研究（Shibuya and Sasajima, 1986）、同位体年代学的研究（Shibata and Mizutani, 1982）などがある。



第3図 犬山地域の木曾川沿いの中生界放散虫化石帯の分布図（中部地方Ⅱ, 1988）。



第4図 犬山地域の木曾川北岸における中生界の岩相層序・放散虫化石層序・地質年代（中部地方Ⅱ, 1988より改変）。

チャート＝クラスティックスシーケンスと海洋プレート層序

三畳紀－ジュラ紀のチャート＝クラスティックスシーケンスは、日本列島では丹波－美濃－足尾帯、秩父帯、北部北上帯などのジュラ紀付加コンプレックスの一構成地質体である。チャート＝クラスティックスシーケンスの基本的層序は、犬山地域を例にとれば第4図のようになる。

灰色珪質粘土岩層：灰緑色，黒色を呈する。層状チャートと同様な成層構造をもつ。構造的に擾乱を受けていることがおおい。

層状チャート層：主として層状チャートからなる。しばしば激しい層内褶曲がみられる。層状珪質粘土岩からの変化は漸移的である。

多色珪質泥岩層：砂岩の薄層や酸性凝灰岩を伴うことがある。陸源碎屑粒子を含む。チャート層からの変化は漸移的である。

黒色泥岩シルト岩層：黒色・黒灰色で，ラミナが発達する。砂岩層や砂岩質の碎屑岩脈の薄層を挟むことがある。下位の珪質泥岩層からの変化は漸移的である。

砂岩・泥岩層：砂岩，砂岩優勢の砂岩泥岩互層を主とし，泥岩，酸性凝灰岩をとともなう。黒色泥岩層に整合的に重なる。

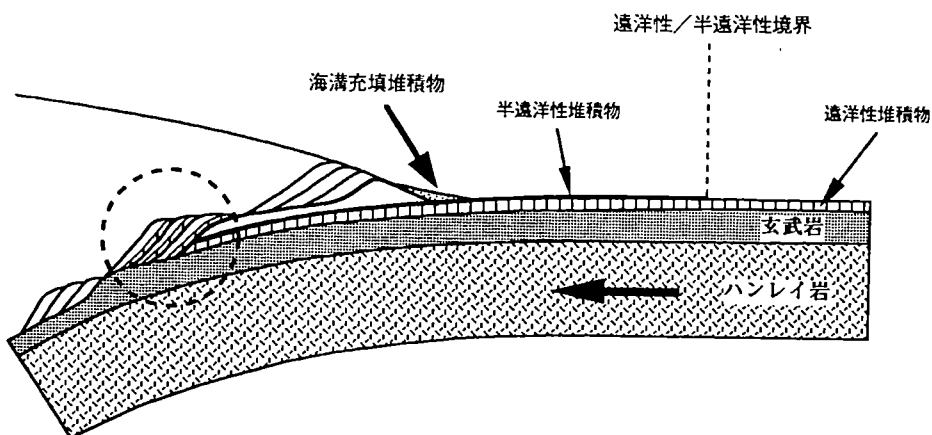
最下部の灰色珪質粘土岩層を除いた各層からは豊富に放散虫化石が産出する。また，このシーケンスの下部の珪質岩層にはコノドント化石が含まれる。これらの微化石によってチャート＝クラスティックスシーケンスの生層序がたてられ，年代が明らかになっている。第4図に放散虫化石帯と地質年代を示す。

犬山地域ではこの一連の岩相層序はスラストによって繰り返し重なり，前述したようにスラストパイルを形成している。チャート＝クラスティックスシーケンスは地層の上位を一定方向に向けて，構造的に積み重なっているわけである。また，地質図上，珪質岩層が数百mの層厚をもった一まとまりの見掛けのユニットをなしているが，実際は層厚数十mのユニットの構造的重なり（第3図）であることが微化石から判明している。この同一岩相の構造的繰り返しは，デュープレックス（duplex）構造と解釈される。美濃帯の東部や秩父帯では，チャート＝クラスティックスシーケンスからなるスラストパイルの分布する地帯をより広域的に見た時，より北方に分布し構造的上位に位置するユニット集合体から構造的低位のユニット集合体に向かって，特定の岩相層準の年代が系統的に若くなるという年代の極性を有することが，これもやはり放散虫化石による生層序学的検討により確認されている（Otsuka, 1988；松岡，1983）。これらのデュープレックス構造・スラストパイル構造や年代極性の形成は，第5図のような付加体形成モデルで説明される。

チャート＝クラスティックスシーケンスの岩相層序は，海洋中央部から縁辺域にかけての場で形成された海洋プレート層序に比較される。つまり，この岩相層序は，海洋プレートの移動にともない，堆積環境が遠洋域から半遠洋域を経て陸源物質が供給される場（海溝域）へと変化したことを示すと思われる（松岡，1984）。

中生代付加コンプレックスの実態と構造的背景

日本列島の中軸部をなす丹波－美濃－足尾帯・秩父帯・北部北上帯は，主としてジュラ紀－白亜紀初頭に形成されたチャート＝クラスティックスシーケンスのスラストパイル，メラランジュ（melange），浅海成整合層の3相で構成される。チャート＝クラスティックスシーケンスのスラストパイルは，その積み重なり方や年代極性から判断して，海洋プレートの沈み込みに伴うはぎとり付加作用（offscraping）とデュープレックス構造形成作用によるものと考えられる。メラランジュは，剪断された泥質岩基質中に様々

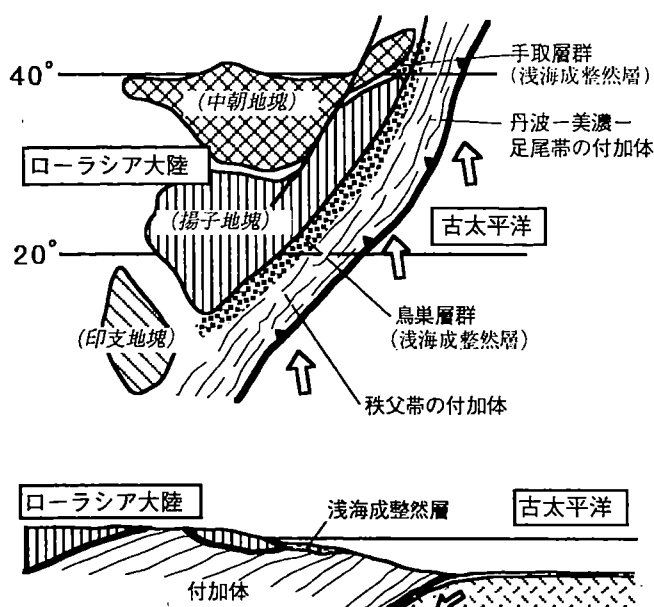


第5図 付加体形成モデル。点線部にてデュープレックス構造が形成されている。

な規模（径数十cm～数km）のチャート、緑色岩類、石灰岩などの異質岩体を含む地質体である。メランジュの形成には二つの要因が考えられる。一つはプレート沈み込みに伴う底づけ作用（underplating）によるものであり、構造的な混在化である。もう一つは海溝内側の陸側斜面の崩壊ないし海溝外側の海山の崩壊による海底地すべり堆積物（オリストストローム：olistostrome）の形成である。後者の堆積性メランジュは、引き続き付加過程で変形を受け、構造的メランジュと区別できない場合が多い。

浅海成整然層は、主として粗粒碎屑岩層からなり、チャート・緑色岩類のような異質岩体を含まず、変形も弱く、元の層序を比較的良好に残している。ところどころで浅海棲動物化石を産し、周辺の付加コンプレックスより若い堆積年代を示す。これらの特徴から浅海成整然層は、付加コンプレックスを基盤としてその上位に形成された地層と考えられる。美濃帯における浅海成整然層の存在は判然としませんが、秩父帯においては鳥巢層群およびその相当層がそれにあたる。鳥巢層群に相当する内帯の整然層は、美濃帯より北側の飛騨帯・飛騨外縁帯に分布する手取層群（九頭竜亜層群）であろう。

以上からジュラ紀中世～白亜紀初頭のテクトニックセッティングは、第6図のようになる。古太平洋プレート（海洋プレート）がローラシアプレート（大陸プレート）の下に沈み込み、ローラシアプレートの前縁に付加コンプレックスが形成され、その上位に浅海成整然層が堆積したという復元がなされる。この復元において重要な問題点は、主としてジュラ紀～白亜紀初頭付加コンプレックスからなる丹波～美濃～足尾帯と秩父帯の構造的配置である。現在、これら両帯は内帯と外帯に二列配列している。この配列がもともと内～外であったのか、もとは側方に連続していたものが左横ずれ変位によって内～外関係になったのか、が論争となっている。この問題は、内帯の飛騨外縁帯・三郡～蓮華帯・秋吉帯・舞鶴帯・超丹波帯と外帯の黒瀬川帯との対応関係、さらには南部北上帯の位置付けに密接にかかわっている。さらに三畳紀～ジュラ紀層状チャートを含む付加コンプレックスは、日本列島だけでなく、南はフィリピンから北は極東地域まで広範囲に分布している。層状チャートとそれにまつわる構造的背景の検討は、グローバルな観点からのアプローチも重要である。



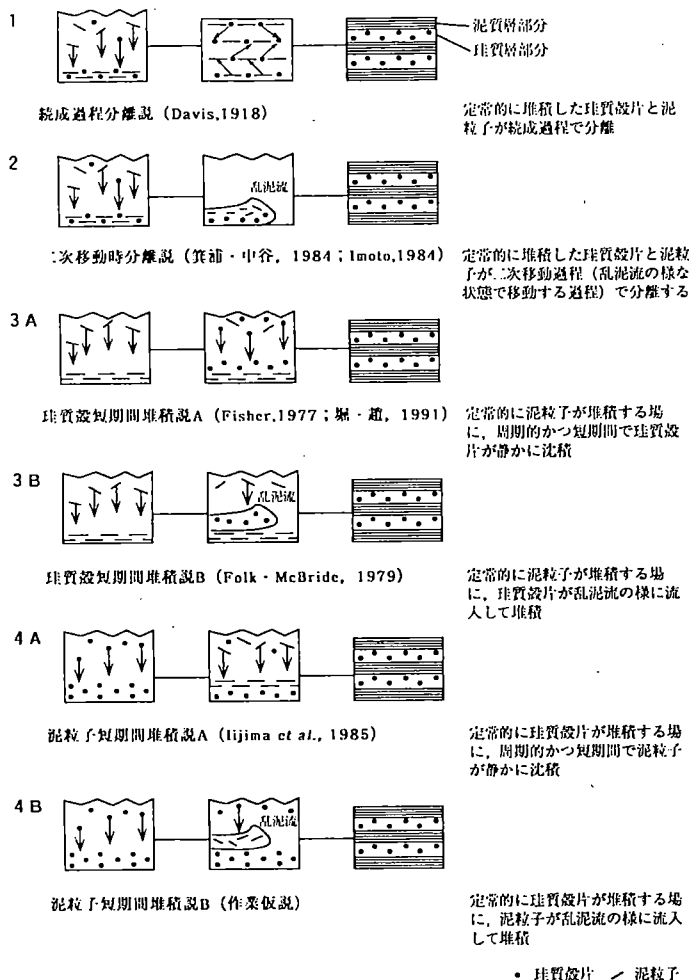
第6図 ジュラ紀中世-白亜紀初頭のテクトニックセッティング。

層状チャートと環境変化

層状チャートは一見均質であり、化学組成もほぼシリカからなり、また極めて微細な石英の集合体であるため、その起源は海水からのコロイド状シリカの化学的沈澱説 (e.g., Peterson & Borch, 1965) が有力であった。しかし、層状チャートの処理にフッ酸による腐食法が利用されるようになって、層状チャートの腐食面を実体顕微鏡で観察することにより、その考え方が様変わりした。腐食面は放散虫の殻などの大量の微化石で埋め尽くされ、明らかに、層状チャートが珪質微化石起源であることを示すものであった (井本・斎藤, 1974)。こうして現在では、層状チャートの起源は生物起源説が有力となっている。

犬山地域の三畳紀-ジュラ紀層状チャートの堆積場としては、先ほど述べた様にチャート=クラスティックスシークエンスと海洋プレートの関係考えた場合、海洋プレートが生産されてから沈み込むまでの中で比較的初期の段階、つまり遠洋域から半遠洋域で堆積したのであると考えることになる。犬山地域の一層序単位をなす層状チャートの層厚 (約80m) と堆積期間 (三畳紀中世-ジュラ紀古世: 240~180Ma: 60m.y.) から算定される堆積速度は、約1.3mm/1000年となる。この値は現在の海域では大洋の深海底における堆積速度に比較される。また、層状チャート中には陸源碎屑物がほとんど含まれないことをあわせ考えれば、遠洋域の堆積物であるという考えがいちばん矛盾が少ないように思える。しかし層状チャート中のマンガン濃度の検討から層状チャートは比較的近海で生成したという考察 (Sugisaki et al., 1982; 山本, 1983) もされており、まだまだ議論の余地は多い。

では層状チャートにみられるリズムカルな互層はどのようにしてできたのか、つまり層状チャートの堆積様式についてであるが、このことについては現在もなお熱い議論がなされている。第7図に堆積様式についての各説をモデルにして示す。それぞれにそれぞれの問題点があり、なかなか1つの説にはまとめられないのが現状である。なお、著者の一人 (平石) は、犬山地域において層状チャートの層厚変化についての検討を行い、

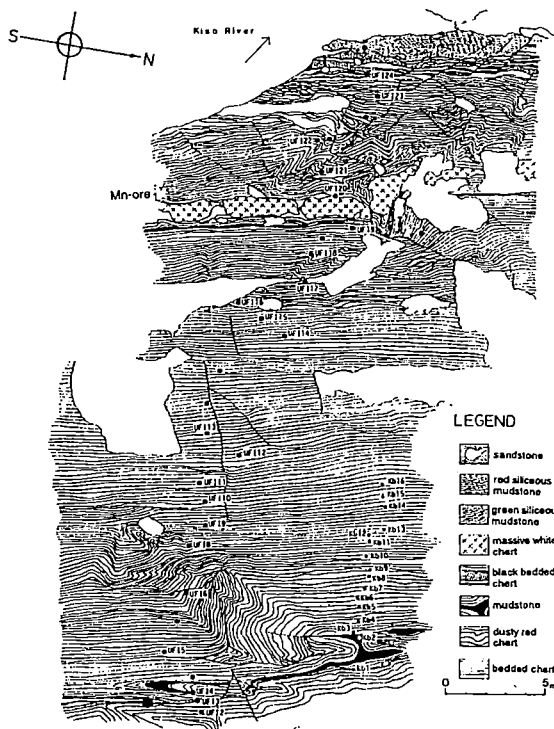


第7図 層状チャートの堆積様式モデル (堀・趙, 1991より)。

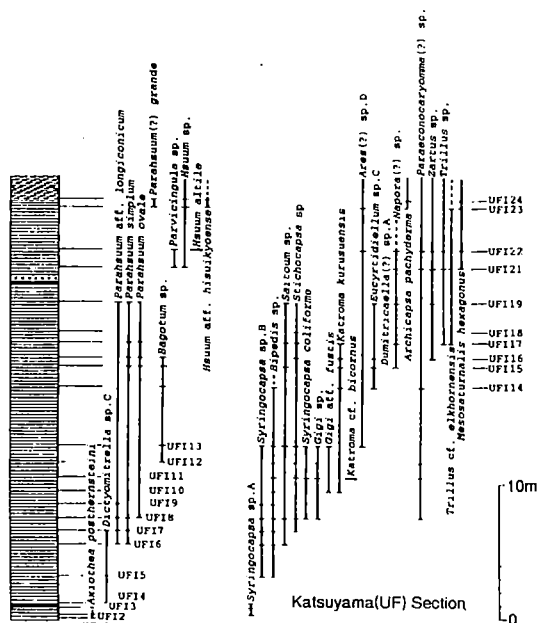
層状チャートの形成環境に何らかの関係があると思われる結果を得ている。その具体的な検討方法や結果については後に述べる。

見学地点の概要

岐阜県加茂郡坂祝町勝山の木曾川右岸 (JR高山本線坂祝駅南西約750m) が見学地点である (第1図矢印地点)。日本ラインの川下りで有名な地である。坂祝向斜の向斜軸より北の部分に当たり、上部三畳系～下部ジュラ系層状チャートが約30m、中部ジュラ系多色珪質泥岩が2mにわたってほぼ垂直傾斜で露出し (第8図)、さらにその上位に黒色泥岩シルト岩層、砂岩・泥岩層が重なる。層状チャートは約3cm程度の赤褐色 (一部灰色も見られる) のチャート層と約1mmと薄い泥質層からなる。この層序断面はHori (1992) により勝山セクションと名付けられており、詳細な放散虫化石層序の研究がなされている (第9図)。 *Canoptum triassicum* Assemblage-zone, *Parahsuum simplum* Assemblage-zone, *Mesosaturnaris hexagonus* Assemblage-zone, *Parahsuum (?) grande* Assemblage-zone の4つの放散虫群集帯が認定されている (Hori, 1992)。

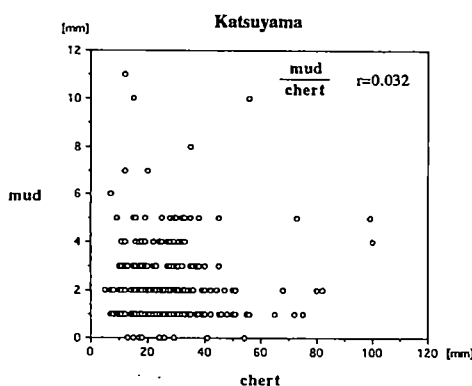
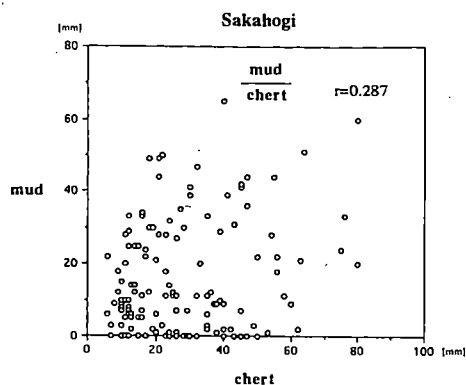


第8図 勝山セクションのスケッチ
(Hori, 1992)。

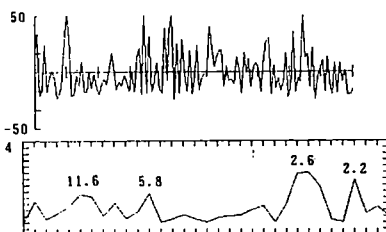
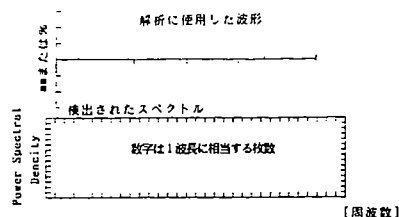


第9図 勝山セクションの層序断面図および放散虫化石の垂直分布。数字はサンプル番号を表わす(第8図参照)。

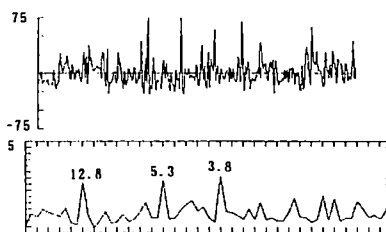
著者の一人(平石)は、この勝山セクションを含む計3セクションにおいて、約3m～11mにわたり、チャート層と泥質層についてそれぞれ一層ごとに層厚を測定した。そのデータを元に以下の2点について検討を行った。まず、チャート層と泥質層の相関関係を調べた。その結果、相接するチャート層と泥質層の層厚は、相関係数 r は0.3以下となり、殆ど相関関係が見られないことがわかった(第10図)。次に、測定した層厚に高速フーリエ変換(FFT)を施し、スペクトルを検出した。第11図にその一例を示す。元のデータが時系列データではないため、スペクトルの示す周期はデータポイント数を単位としている。仮に層状チャートの堆積速度(化石層序によって決定された年代幅を層厚で割る)を代入し、検出された周期を時間スケールに換算すると、各スペクトルピークの示す周期が、1) 4～6万年前後、2) 10～12万年前後、3) 40万年前後の3つのグループに分類できることがわかった。この周期はミランコビッチ周期の4.1万年、10万年、40万年にそれぞれ対応する可能性がある。中生代におけるミランコビッチ周期に関する研究例はあまり多くないが、この検討結果は、ミランコビッチ周期が層状チャートの形成に影響を及ぼしている可能性もじゅうぶん示唆するものであると思われる。なお現在、丹波帯や秩父帯の三疊紀-ジュラ紀古世の層状チャートからもこの周期が検出されるかどうか検討中である。



第10図 チャート層と泥質層の層厚の相関図。坂祝セクションは勝山セクションの200m東の地点である。



坂祝セクション



勝山セクション

第11図 FFTにより検出されたスペクトル。

文献

- 足立 守, 1986: 美濃帯ジュラ紀マンガンノジュールの構成鉱物. 大阪微化石研究会誌特別号, 7, 275-286.
- , 水谷 伸治郎, 1971: 美濃帯古生層の sole markings と古流系について. 地質学論集, 6, 39-48.
- 堀 利栄・趙 章熙, 1991: 層状チャートのリズムとその起源について. 地球, 13, 543-551.
- Hori, R., 1982: Radiolarian Biostratigraphy at the Triassic/Jurassic Period Boundary in Bedded Cherts from the Inuyama Area, Central Japan. Jour. Geosci. Osaka City Univ., 35, 53-65.
- Iijima, A., Kakuwa, Y., Yamazaki, K., and Yanagimoto, Y., 1978: Shallow-sea, organic origin of the Triassic bedded chert in central Japan. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. 2, 19, 369-400.
- 井本 伸広・斎藤 靖二, 1974: 層状チャートの正体. 科学, 44, 180-182.
- Kimura, K. and Hori, R., 1993: Offscraping accretion of Jurassic chert-clastic complexes in the Mino-Tamba Belt, central Japan. Jour. Structural Geol., 15, 145-161.

- 近藤 直門・足立 守, 1975: 犬山市北方の中生層 —— とくに坂祝礫岩について. 地質雑, 81, 373-386.
- 丸山 茂徳, 1993: プレート運動は38億年も前から. 最新・地球学, 朝日新聞社, 105-117.
- Matsuda,T.and Isozaki,Y.,1991 :Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan:from remote ocean to subduction zone. *Tectonics*,10,475-499.
- 松岡 篤, 1983: 高知県秩父累帯南帯のトリアス・ジュラ系中に見られるチャート層と碎屑岩層との整合関係. 地質雑, 89, 407-410.
- , 1984: 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質雑, 90, 455-477.
- Mizutani,S.,1964 :Superficial folding of the Paleozoic system of central Japan. *J.Earth Sci. Nagoya Univ.*,12,17-83.
- 水谷 伸治郎・金折 裕司, 1976: 断層の形成過程. 科学, 46, 536-544.
- Otuka,T.,1988 :Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan and its Jurassic Tectonism. *Jour.Geosci.,Osaka City Univ.*,31,63-122.
- Peterson,M.and Borch,C.,1965 :Chert:modern inorganic deposition in a carbonate-precipitating locality. *Science*,149,1501-1503.
- Shibata,K.and Mizutani,S.,1982 :Isotopic ages of Jurassic siliceous shale and Triassic bedded chert in Unuma,Central Japan. *Geochem Jour.*,16,213-223.
- Shibuya,H.and Sasajima,S.,1986 :Paleomagnetism of red cherts:A case study in the Inuyama area, central Japan. *Jour.Geophys.Res.*,91,14105-14116.
- Sugisaki,R.,Yamamoto,K.and Adachi,M.,1982 :Triassic Bedded Cherts in Central Japan are not Pelagic. *Nature*,298,644-647.
- 立花 直子ほか, 1992: 美濃帯ジュラ紀碎屑岩の堆積相と砂岩組成および堆積環境. 地質学論集, 38, 191-204.
- 脇田 浩二, 1985: 美濃帯中・古生界における研究史と最近の研究動向. 地球科学, 39, 18-30.
- Wakita,K.,1988 :Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous Sedimentary complex of the Mino terrane,central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*,39,675-757.
- 山本 鋼志, 1983: 岐阜県上麻生付近の三畳系層状チャートの地球化学的研究. 地質雑, 89, 143-162.
- Yao,A.,1982 :Middle Triassic to Early Jurassic Radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan. *Jour.Geosci.Osaka City Univ.*,25,53-70.
- ,Matsuda,T.and Isozaki,Y.,1980 :Triassic and Jurassic Radiolarians from the Inuyama Area,Central Japan. *Jour. Geosci.Osaka City Univ.*,23,135-154.
- 八尾 昭, 1988: 美濃帯(6) 犬山地域. 日本の地質5, 中部地方II, 共立出版, 42-45.

石灰石の地質・生産・利用性状・用途

(「石灰石の話」より抜粋)

石灰石鉱業協会

石灰岩の成因と日本の石灰石鉱床

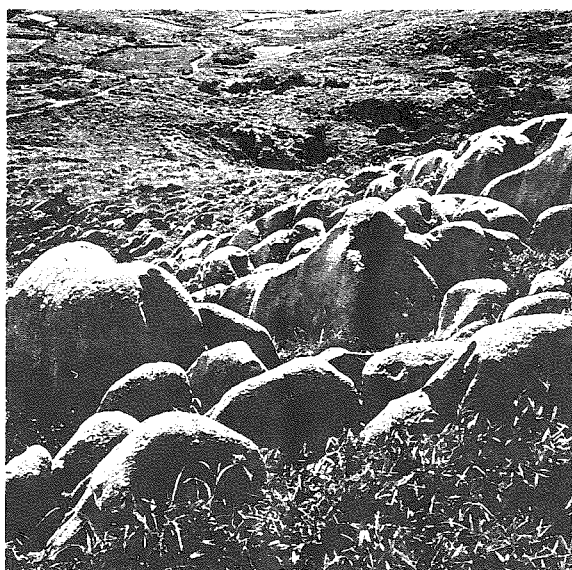
石灰岩の成因

石灰岩は、主に方解石(炭酸カルシウム・ CaCO_3)から出来ている。石灰岩の起源は有孔虫類、サンゴ類、石灰藻類などの殻や骨格などの生物起源のものと、海水から直接化学的に沈澱した無機起源のものがあるが、生物起源のものが多くといわれている。これらは海底に堆積したものであるが、続成作用と呼ばれる膠結作用、結晶形成作用、圧密作用などにより方解石の結晶の集合した硬い岩石となり、更に地殻の変動により現在陸上にみられるようになったものである。

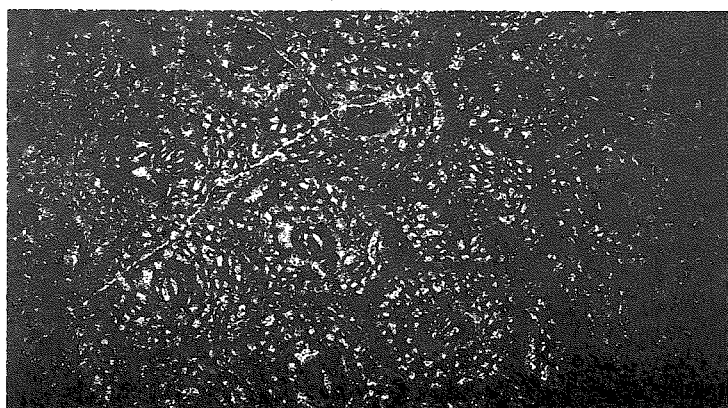
最近のプレートテクトニクス学説によると、日本列島の石灰岩は、現在の太平洋中央部の赤道付近に存在したサンゴ礁などに堆積したものが、プレートの移動と共に西方に移動して現在の日本列島付近にもたらされ、衝突・付加したものが多くとされている。



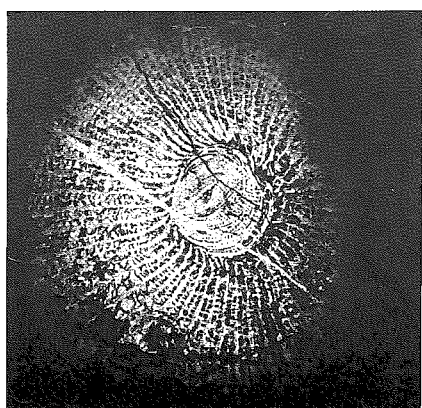
山口県秋吉台カルスト (非晶質石灰石)



福岡県平尾台カルスト (結晶質石灰石)



東秩サンゴ



単体サンゴ化石

日本の石灰石鉱床

日本の石灰石鉱床の生成時代は、古生代シルル紀(4.4～4.1億年)から現在も生成しつつあるサンゴ礁のものにまでわたっている。しかし、鉱山として稼行されている大規模な鉱床は古生代石炭紀(3.6～2.8億年)、二疊紀(2.8～2.4億年)、中生代三疊紀(2.4～2.1億年)、ジュラ紀(2.1～1.4

億年)に生成されたものが大半を占めている。

これらの生成した時代は、当時すんでいた生物の化石によってきめられている。石炭紀、二畳紀のフズリナ（紡錘虫）による分帯例は次表のとおりである。

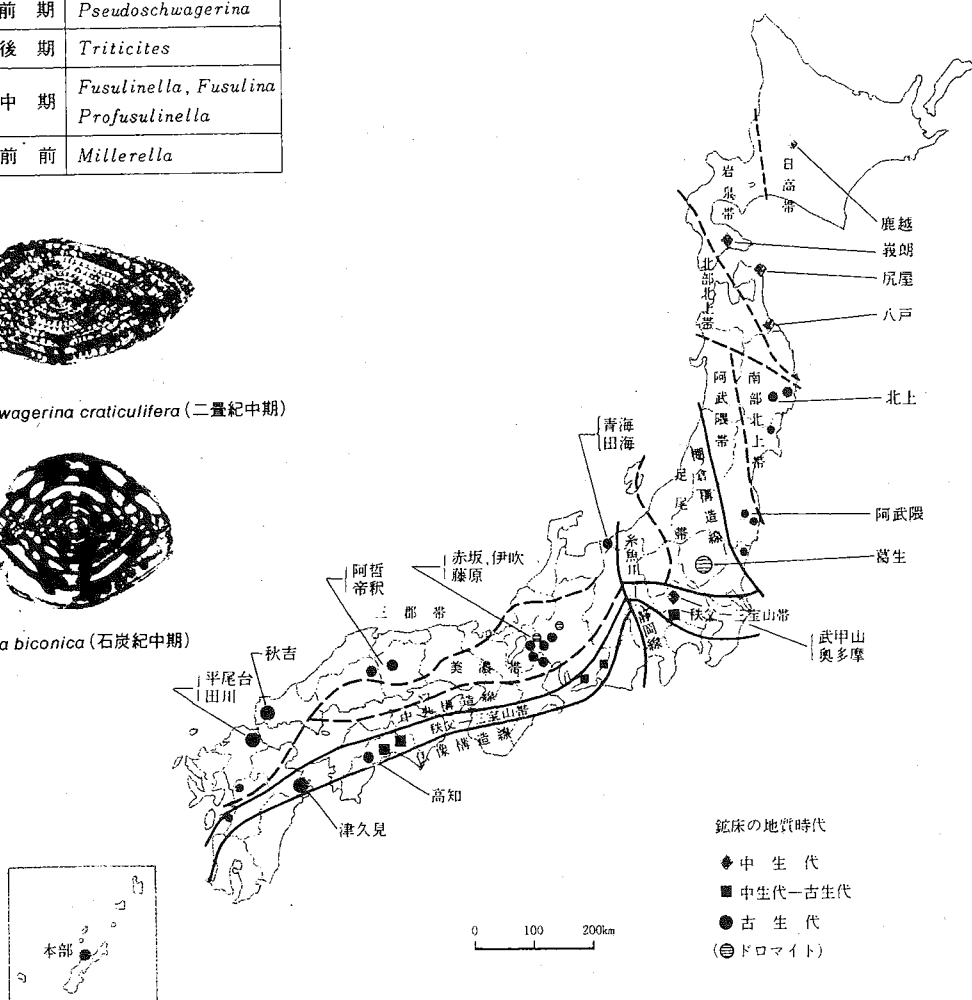
地質時代		區 分	示 準 化 石 名
古 生	二 疊 紀	後 期	<i>Palaeofusulina</i> <i>Yabeina</i>
		中 期	<i>Neoschwagerina</i> <i>Parafusulina</i>
		前 期	<i>Pseudoschwagerina</i>
代	石 炭 紀	後 期	<i>Triticites</i>
		中 期	<i>Fusulinella</i> , <i>Fusulina</i> <i>Profusulinella</i>
		前 前	<i>Millerella</i>



▲ *Neoschwagerina craticulifera* (二疊紀中期)



▲ *Fusulina biconica* (石炭紀中期)



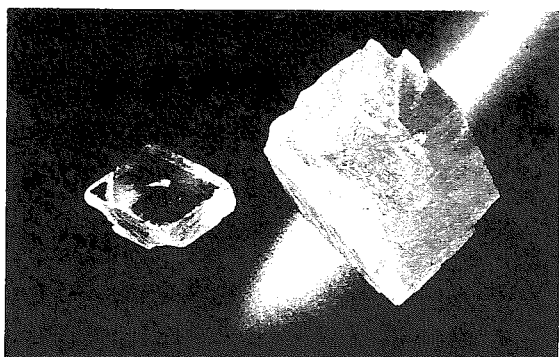
石灰石の性状

石灰石 (limestone) の化学成分は、 CaCO_3 (理論値 CaO 56.03%, CO_2 43.97%) であるが、一般に少量の MgO 、 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 等を含有している。

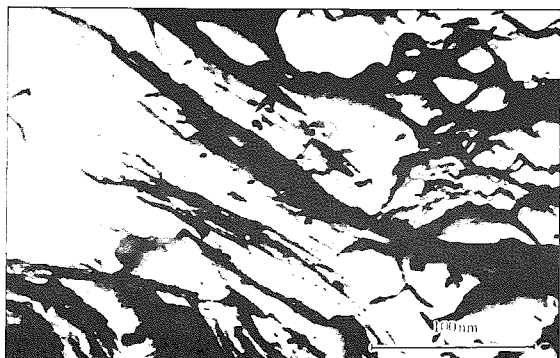
石灰石は、通常 $10 \sim 100 \mu\text{m}$ 程度のカルサイト (方解石 CaCO_3) の結晶の集合体であるが、動力変成作用や熱変質作用を受けると結晶質～糖晶質石灰石となる。特に白色の高純度結晶質石灰石は微粉砕して重質炭酸カルシウムとして各種フィラーに利用されている。

炭酸カルシウム鉱物には、カルサイトのほかに同質異像のアラゴナイト (あられ石) があり、空気中で加熱すると $450 \sim 490^\circ\text{C}$ でカルサイトに転移する。アラゴナイトは、天然には貝殻の表面真珠層やサンゴの骨格等にみられる。

結晶系はカルサイトが六方晶系、アラゴナイトが斜方晶系で、比重はカルサイトが 2.71、アラゴナイトが 2.93 である。カルサイトは安定した鉱物であるが、約 900°C で分解して生石灰 (酸化カルシウム) になる。



▲カルサイトの結晶



○非晶質石灰石 (山口県秋吉産)

$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ の成分をもつ鉱物をドロマイト (苦灰石) と称し、 CaO と MgO の化学成分による分類は次表のとおりである。

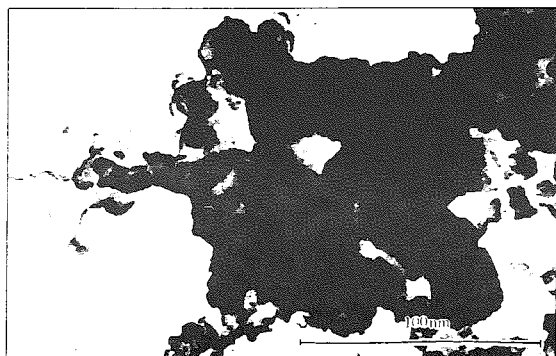
石灰石・ドロマイト系岩石の化学組成による分類例 (単位: %)

石灰石(ドロマイト)の含有量	岩石名	CaO	MgO	CO ₂
100 (0)	石灰石	56.0		44.0
95 (5)	マグネシア石灰石	54.8	1.0	44.2
90 (10)		53.6	2.0	44.4
	ドロマイト質石灰石			
50 (50)		43.7	10.5	45.8
	石灰質ドロマイト			
20 (80)		35.85	17.2	46.95
10 (90)	ドロマイト	33.1	19.5	47.4
0 (100)	高品位ドロマイト	30.4	21.9	47.7

石灰石の品質については、各種用途により品質の規制があるが、その例を次表に示す。

石灰石の品質条件例 (単位: %)

用途	化学成分	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	S	P
鉄製鉄	54.0 以上	1.0 以下	1.0 以下				0.01 以下	0.03 以下
鋼製鋼	54.0 以上	1.0 以下	1.0 以下				0.01 以下	0.03 以下
合金鉄	54.0 以上	0.5 以下	1.0 以下				0.01 以下	0.003 以下
カーバイド	54.9 以上	0.5 以下	0.5 以下	1.0 以下	1.0 以下			0.004 以下
板ガラス	54.3 以上		0.3 以下			0.1 以下		0.4 以下



▲同左の粉砕品

電子顕微鏡写真

石灰石の粒度と用途

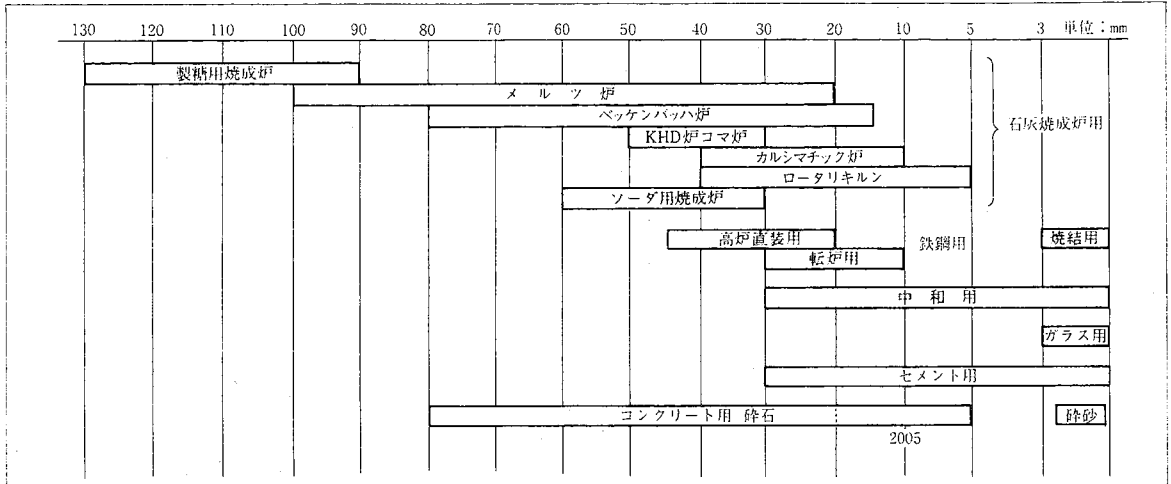
石灰石はその用途により各種サイズのものが使用される。

大は護岸工事の捨石から小は $1\mu\text{m}$ 以下の超微粉タンカ

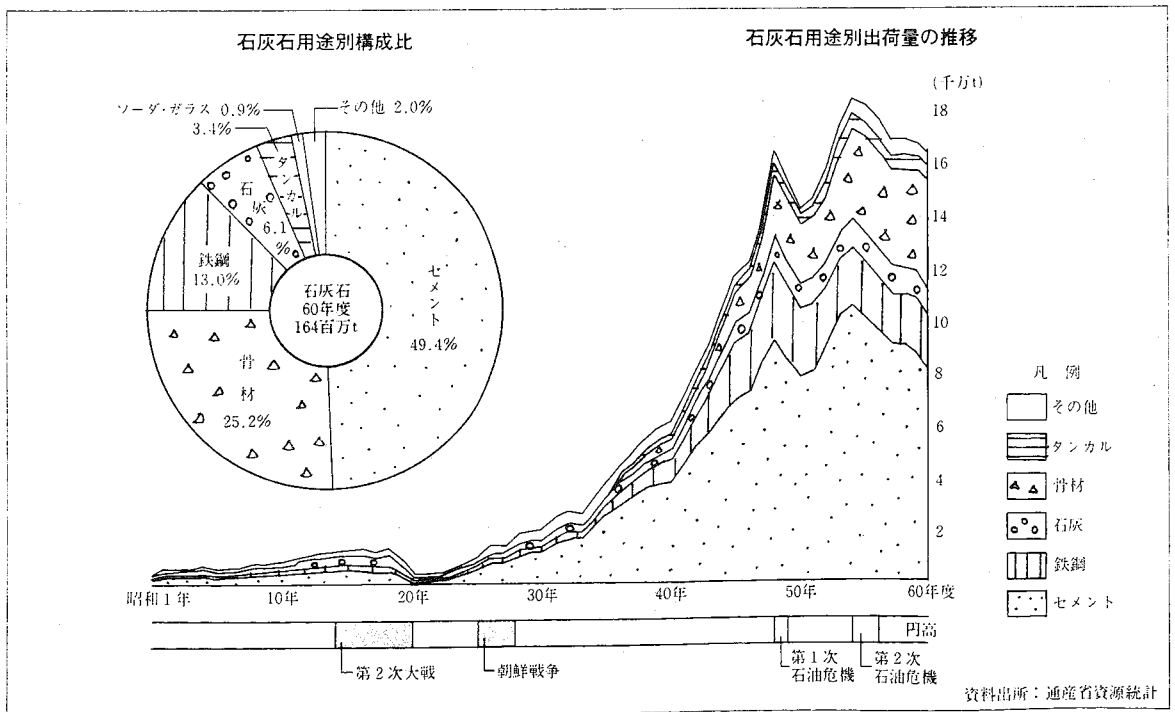
ルまで製品のサイズは極めて広範囲である。

焼成用その他主な用途別の製品サイズは次表のとおりである。

石灰石の用途別サイズ規格の例



5. 石灰石の用途別構成比と出荷量の推移



石灰石の主な用途

セメント

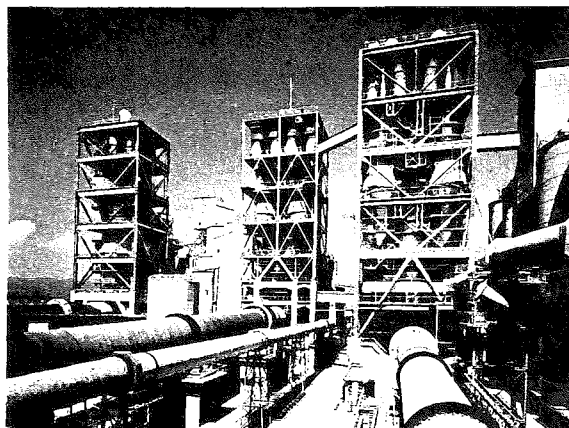
セメントの主原料は石灰石で、このほか、粘土、けい石、鉄滓、石膏を副原料としてつくる。

昭和60年度のセメントの生産量は7,200万tで、これに使用した石灰石は約8,100万tである。

セメントは水、骨材をまぜて主にコンクリートとして、土木建築用に広く使われている。

国内セメント焼成キルン61年度末設置状況
キルン数 98基、年産能力 9,800万t

NSP	SP	レボール	ドボール	湿式
60	17	13	7	1

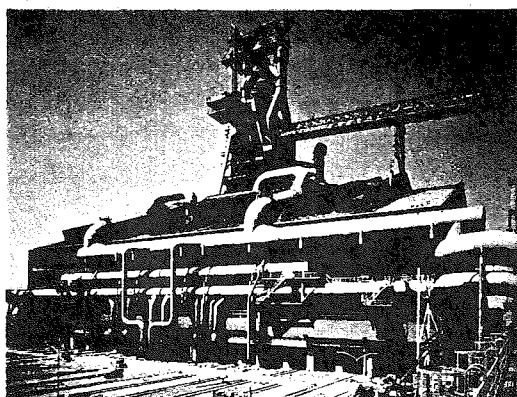


▲セメント焼成NSPキルン
(ニューサスペンションプレヒータ付ロータリキルン)

鉄 鋼

製鉄用には主にフラックスとして石灰石が使われるが、石灰石は鉄鉱石やコークスの不純物と化合して、スラグをつくる働きをする。

昭和60年度の粗鋼生産量は1億380万tで、これに使用した石灰石は約2,300万tである。また、鉄鋼スラグは主にセメント用や骨材用として約2,000万t使用されている。



▲製鉄高炉



▲酸素上吹転炉

国内高炉60年末設置状況

内 容 積	設置 54基	内稼働38基
4,000m ³ 以上	15	12
2~4,000m ³	21	17
2,000m ³ 以下	18	9

骨 材

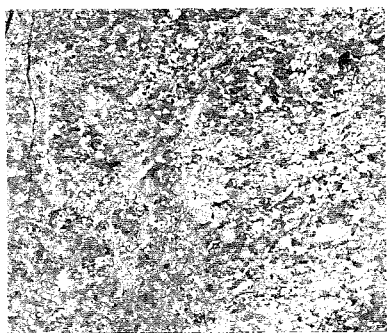
全国の碎石生産量は約3億5,000万tであるが、石灰石碎石はそのうち約12%を占めており、昭和60年度の実産量は約4,200万tである。特にコンクリート用の石灰石の割合は55年度14%から60年度17%と伸長した。

石灰石碎石はアルカリ骨材反応の心配がないので、今後の需要増大が期待されている。

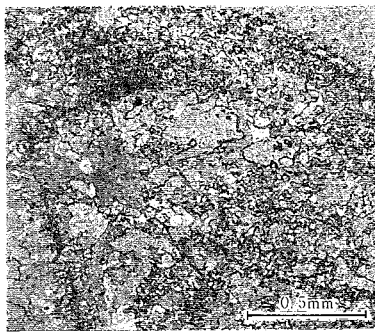


▲我が国最大の石灰石専用船(30,000t積)とストックヤード

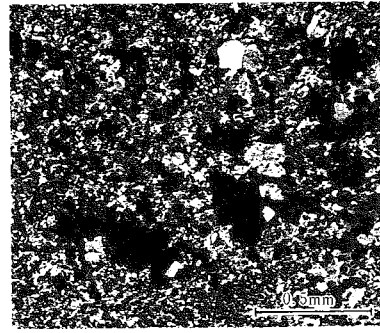
研磨面



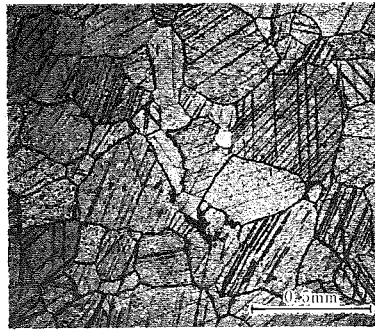
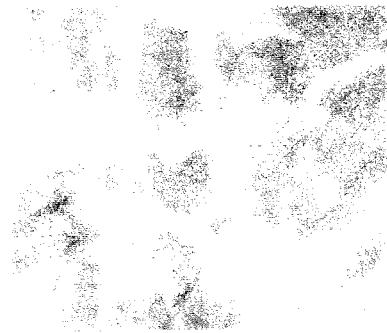
オープンニコル



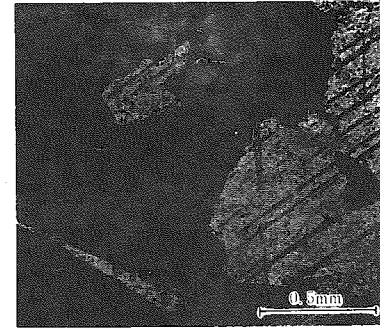
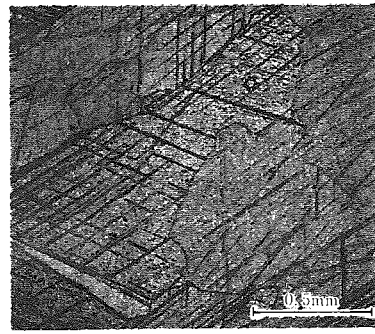
クロスニコル



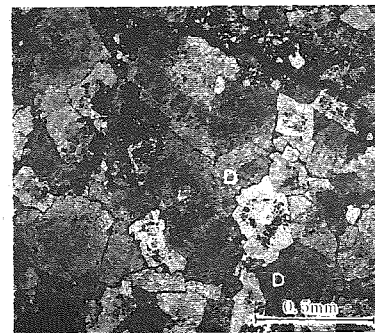
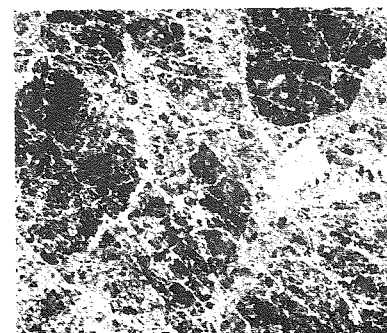
▲非晶質（隠微晶質）石灰石（山口県秋吉産）



▲結晶質（中晶質）石灰石（福岡県平尾台産）



▲結晶質（粗晶質）石灰石（福島県滝根産）

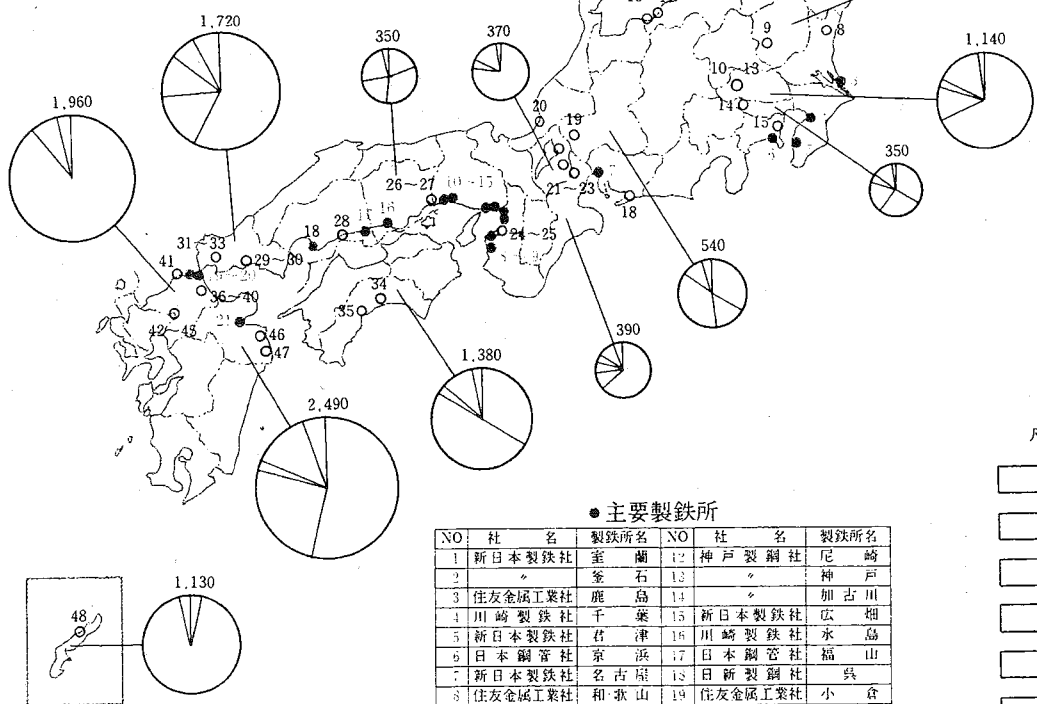


▲ドロマイト（栃木県葛生産） D：ドロマイト C：カルサイト

主要県別石灰石用途別出荷構成並びに
セメント工場・製鉄所分布図(昭和60年度)

○セメント工場

NO	社名	工場名	NO	社名	工場名
1	日鉄社	室蘭	25	大阪社	大阪
2	日本社	上磯	26	住友社	赤穂第一
3	東北開発社	青森	27	〃	赤穂第二
4	八戸社	八戸	28	日本社	糸崎
5	小野田社	大船渡	29	徳山社	南陽
6	東北開発社	岩手	30	東曹社	南陽
7	住友社	田村	31	宇部社	宇部
8	日立社	日立	32	〃	伊佐
9	住友社	栃本	33	小野田社	小野田
10	秩父社	熊谷	34	日本社	土佐
11	〃	秩父	35	大阪社	高知
12	三菱社	横瀬	36	小野田社	北九州
13	日本社	埼玉	37	三菱社	菊田
14	〃	西多摩	38	菊田社	菊田
15	第一社	川崎	39	宇部社	菊田
16	明星社	糸魚川	40	新日鉄社	戸畑
17	電気化学社	青海	41	三菱社	黒崎
18	小野田社	田原	42	〃	東谷
19	住友社	岐阜	43	日本社	香春
20	敦賀社	敦賀	44	三井社	田川
21	大阪社	伊吹	45	森生社	田川
22	住友社	彦根	46	小野田社	津久見
23	小野田社	藤原	47	日本社	佐伯
24	日本社	大阪	48	琉球社	屋部



(注) 円グラフ上段の数値は生産量(万)を示す。

骨 材

骨材用石灰石(含ドロマイト質石灰石)としては、塊状で非品質なものが適する。

このような石灰石であれば JIS に定める品質規格を十分満足する。また、一般のコンクリート構造物に必要な強

度、耐久性、耐火性を備えている。更に石灰石はセメントペーストとのなじみがよく、コンクリートの初期強度を高めるなど、効果的であると共に、セメント使用量や施工面からも経済性が高いと評価されている。

碎石の用途別出荷量

(単位：百万 t)

全国の碎石の用途別出荷量は右表のとおりである。

用途	昭和	55 年	56 年	57 年	58 年	59 年	60 年	比 率 (%)
道 路 用		210 (20)	202 (20)	190 (19)	194 (19)	199 (19)	198 (18)	9
コンクリート用		108 (15)	106 (14)	100 (14)	101 (16)	104 (16)	108 (18)	17
そ の 他 用		52 (4)	49 (5)	67 (5)	47 (4)	47 (5)	46 (5)	11
計		370 (39)	357 (39)	357 (38)	342 (39)	350 (40)	352 (41)	12

(注) ()内は石灰石碎石で内数である。

石灰石骨材

(1)石灰石骨材の品質

市販されている石灰石骨材は、塊状緻密な石灰石、ドロマイトを原石とし、品質管理の行きとどいた生産工程のもとに生産されているので、クリーンで品質が一定し角ばっていないものである。特に比重、吸水率、安定性、有害物質を含まないことなどの点で優れた性質を有している。



▲生コンプラント：製造能力 270m³/時

石灰石・ドロマイト碎石の性質

項目 種類	比 重	吸 水 率 (%)	安 定 性 損 失 量 (%)	すりへり 減 量 (%)	洗い試験で 失われる量 (%)	粒形判定 実 積 率 (%)
粗 骨 材 (205)	2.66~2.74 n=42 2.70	0.17~1.09 n=42 0.43	0.3~8.7 n=28 1.94	15.3~27.2 n=31 23.0	0.10~2.00 n=28 0.54	57.5~68.5 n=24 60.4
細 骨 材 (砕 砂)	2.62~2.69 n=15 2.66	0.60~1.84 n=15 1.28	1.0~3.8 n=13 2.14	— —	2.6~14.3 n=14 6.3	52.9~57.5 n=5 55.9

項目 種類	比重1.95 の液体に 浮く量 (%)	軟 石 量 (%)	粘土塊量 (%)	実 積 率 (%)	粗 粒 率 (%)	単位容積 重 量 (kg/l)
粗 骨 材 (205)	0.0~0.8 n=6 0.1	0.0~0.6 n=6 1.2	0.0~0.5 n=6 0.2	57.7~63.6 n=17 61.0	6.39~6.97 n=27 6.67	1.520~1.750 n=37 1.640
細 骨 材 (砕 砂)	0.0~0.2 n=5 0.04	— —	0.1~1.0 n=6 0.47	62.4~74.0 n=12 67.2	2.56~3.59 n=14 2.94	1.630~1.900 n=13 1.760

(注) n：試料数，下段：平均値。

(2)石灰石骨材の強度

石灰石の強度(圧縮強度、引張強度)は、その結晶粒度や潜在的亀裂密度、片状構造の有無などに左右されるが、塊状緻密なものは程強度がある。一般に非晶質石灰石の圧縮強度は1.000~1.500kg/cm²、引張強度は70~100kg/cm²を示すものが多い。また、石灰石の破碎強度は10%破碎値で15~23 t、40 t 破碎率で17~26%である。

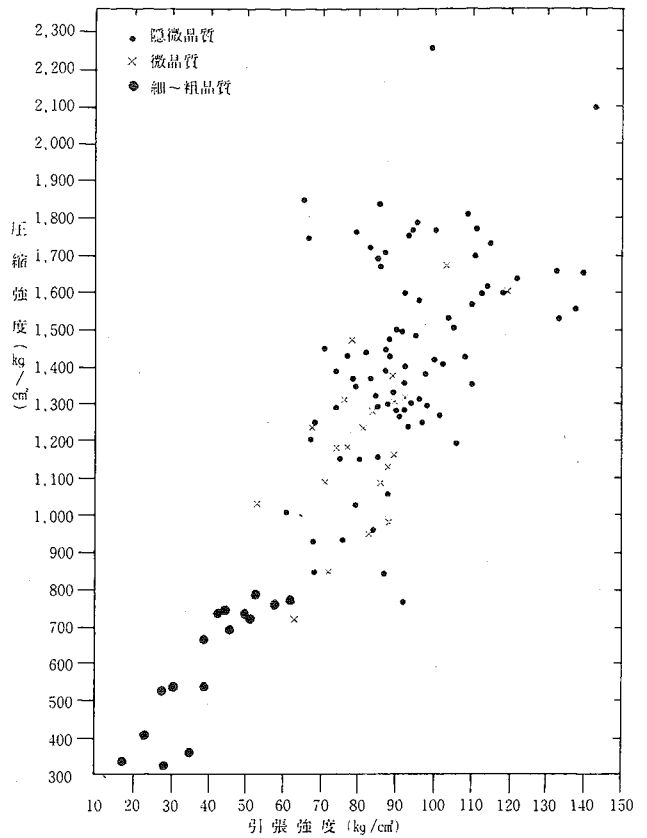
(3)アルカリ骨材反応

アルカリ骨材反応とは、骨材中に含まれるある種の有害物質とセメント中のアルカリとが反応して、コンクリートが異常な膨脹劣化を起こす現象である。

特に北米では、多量の粘土鉱物を含むドロマイト質骨材に起因したアルカリ炭酸塩岩反応による被害例が報告され、世間の関心を集めている。

しかし、我が国の石灰石骨材は、純度が高く、アルカリに対しても化学的に安定しており、安全な骨材といえる。また、ドロマイト質骨材であっても、その中に含まれる粘土鉱物等の不純物質が極めて少ないため、アルカリ骨材反応を起こす懸念はないと思われる。このことは、我が国では、石灰石骨材及びドロマイト質骨材に反応事例がみられないこと及びこれまでの試験結果からもうかがい知ることが出来る。

石灰石の圧縮強度と引張強度の関係



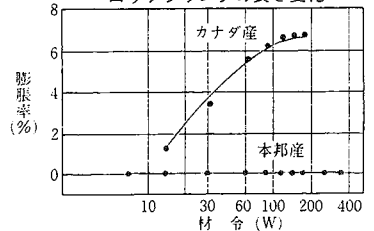
(注) 出所の文献、資料による。

ドロマイト質石灰石のアルカリ炭酸塩反応試験結果

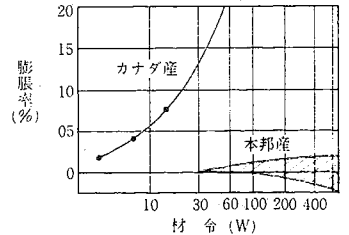
本邦産石灰石—ドロマイトのロックシリンダ法による試験結果

試 料	化 学 成 分 (%)			6ヶ月後の膨脹(+) 収縮(-) 量 (%)		
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	-0.04-0.02	0	+0.02+0.04
石 灰 石	0.07	0.00	0.36			
マグネシア質石灰石	1.43	0.21	0.08			
"	2.30	0.29	1.31			
"	3.30	1.64	2.02			
ドロマイト質石灰石	0.14	0.03	2.95			
"	0.06	0.01	7.62			
"	0.84	0.21	8.41			
"	0.16	0.08	13.60			
弱石灰質ドロマイト	0.06	0.02	18.10			
"	0.01	0.03	19.10			

ロックシリンダの長さ変化



コンクリートの長さ変化



(注) 西・沖村・江原の文献による

石灰石骨材を用いたコンクリート

(1)石灰石コンクリートの強度

砕石コンクリートは、砂利コンクリートに比し、やや多くの単位水量を必要とするが、より高い強度を得ることが出来る。

石灰石コンクリートは、他岩種の砕石コンクリートと同程度の強度をもつばかりではなく、乾燥収縮が少なく、クリープも小さい利点がある。また、適度な石灰石微粉の混入は単位水量の減少、ブリージングの抑制、ワーカビリティの向上、初期強度の発現などに役立つ。

岩種別コンクリート強度と単位水量比

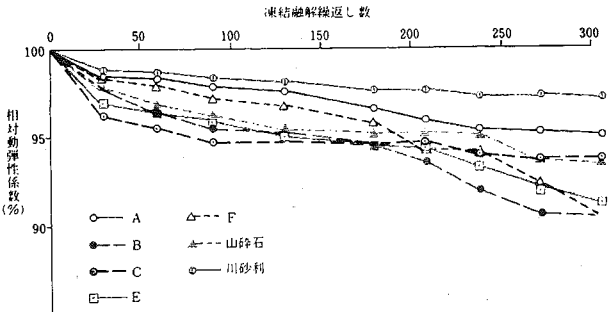
岩種	区分	曲げ強度 W/C=36.4~50%	圧縮強度 W/C=45~65%	単位水量 S1=2.5cm	単位水量 S1=8cm
石灰石	砕石	1.05	1.11	1.07	1.09
硬質砂岩	砕石	1.10	1.17	1.11	1.12
安山岩	砕石	1.00	1.06	1.10	1.11
角閃岩	砕石	1.14	1.14	1.17	1.11
角岩	砕石	0.99	1.09	1.08	1.15
玉	砕	1.05	1.10	1.15	1.05
平均	値	1.06	1.11	1.11	1.11

(注) 1. 砂利コンクリート=1.00とする。
2. 日本コンクリート会議報告書により作成。

(2)石灰石コンクリートの耐久性

石灰石は吸水率、膨潤性が小さく粘土鉱物も含まれていないため、自然環境で大きな体積変化を起こすようなことはない。また、寒冷地におけるコンクリートの凍結融解に対しても、試験の結果が示すように十分な耐久力をもっている。

凍結融解試験結果

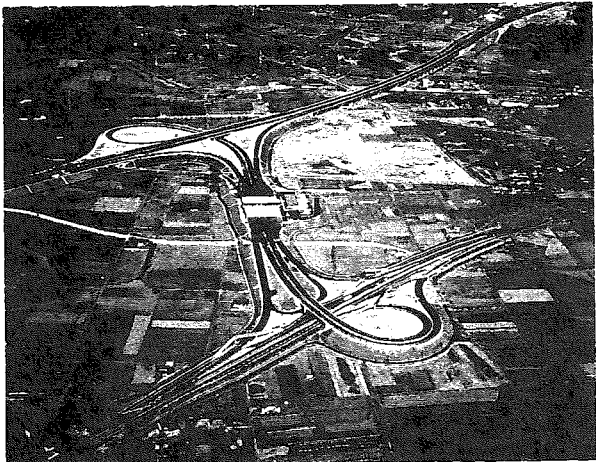


粗骨材-A,B,C,E: 非晶質石灰石 F: ドロマイト質石灰石 山砕石: 硬質砂岩
細骨材-山砂利
スランフ8cm, W/C50%, 空気量4.5%

(注) 宮川・古谷・下村の文献による。

(3)石灰石コンクリートの熱特性

石灰石コンクリートの熱膨脹率は、常温で $5.8 \sim 7.7 \times 10^{-6} \text{cm}/^\circ\text{C}$ 、熱伝導率は $2.7 \sim 2.8 \text{kcal}/\text{m} \cdot \text{h} \cdot ^\circ\text{C}$ 、比熱は $0.22 \sim 0.24 \text{kcal}/\text{kg} \cdot ^\circ\text{C}$ ぐらいとされている。砂利コンクリートと比較した場合、熱伝導率は約2倍であるが、熱膨脹率、比熱はほぼ同程度である。



▲高速道路とインターチェンジ

(4)石灰石コンクリートの耐火性

石灰石は、800℃で30分加熱し耐火性を判断する試験でも爆裂することがなく、損傷率は5%以内で基準値を超えることはない。また、石灰石コンクリートを加熱した場合の残存強度は、400℃で77～85%、500℃で55%ぐらいとされている。これは安山岩や砂岩砕石の場合と同程度である。

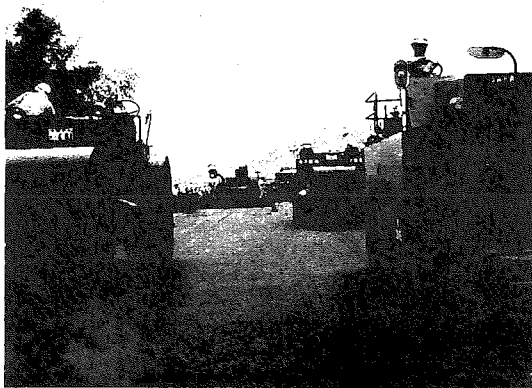
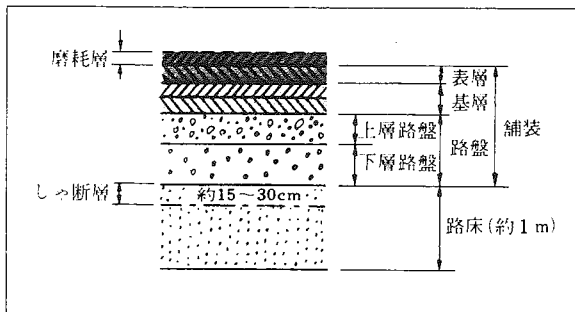
骨材とアスファルトフィラー(タンカル)

道路の構造は舗装部と路床部に大別され、舗装部は表層と路盤よりなる。

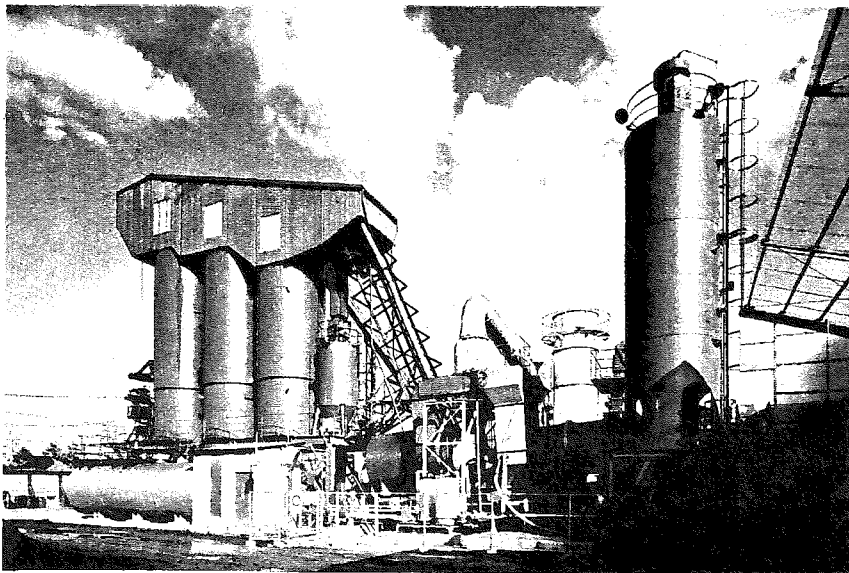
石灰石は比重、吸水率、安定性に優れているため路床材や路盤材として重用されるが、耐摩耗性の点から、表層材としては余り使用されず、補助材として使用されている程度である。

アスファルト舗装材として石灰石を微粉碎したタンカルは欠かせないものであるが、これはアスファルトとの親和性があり、アスファルト混合物の隙間の充填、アスファルトの中和、アスファルトの粘性抑制と強度の増強などの特性を有しているためである。

アスファルト舗装の構成と各層の名称



▲アスファルト舗装工事



▲アスファルト合材プラント：サイロにタンカルを貯蔵し、合材に混合された後、種類別に3基のサイロに入れる。

土 木

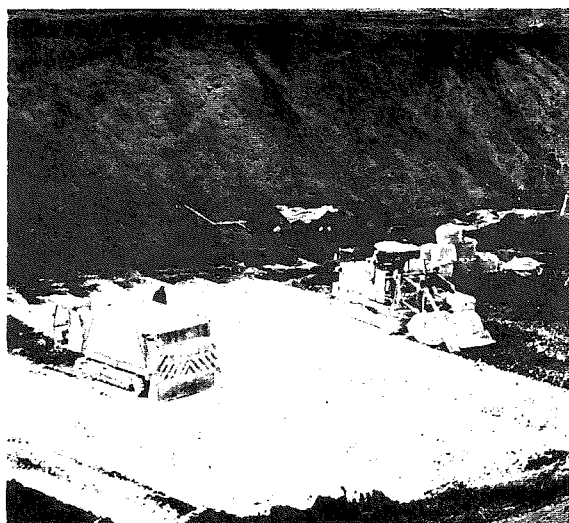
土質安定処理

土質安定処理は軟弱な土質（高含水比粘性土、シルト等）に生石灰を強制混合、転圧し、生石灰の持つ脱水力、硬化反応を利用して土質の安定処理を行うものである。我が国に大量に存在する火山灰質粘性土や、現場で発生する軟弱土を路床材、路盤材として有効利用でき、また、十分な混合処理により1日で大幅なトラフィカビリティの改良が出来るので、緊急の仮設道路の改良にも適している。

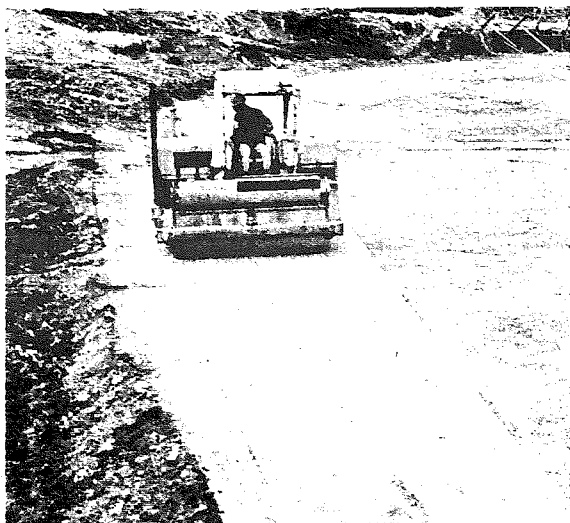
軟弱地盤の改良に使用される生石灰(CaO)の土質改良原理は次のとおりである。

- a 石灰が土中水(H_2O)により消化する際、吸水(含水比低下)、膨脹(圧密促進)、発熱(蒸発、反応促進)の作用をなす。
- b 生成した消石灰($Ca(OH)_2$)はイオン化して Ca^{2+} と $2(OH)^-$ に分離し、陽イオン交換(土の物理特性)、ポゾラン反応(化学的固結)、炭酸化(化学的固結)の役目をする。

なお、最近セメント系固化材と呼ばれる特殊セメントが開発され、砂質土の安定処理や産業廃棄物の処理に使用されている。



▲土質安定処理(撒布混合)

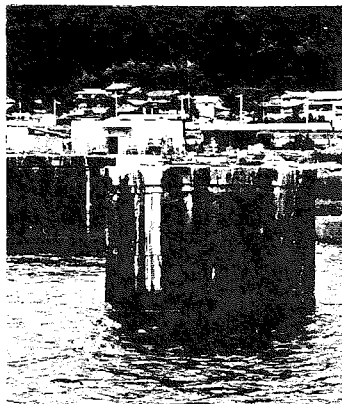


▲土質安定処理(転圧)

静的破碎剤

静的破碎剤は、水と練り混ぜることによって生ずる化学反応による膨脹圧で、岩石やコンクリートに亀裂を発生させ、必要に応じてブレーカなどにより破碎する亀裂発生剤である。

成分の主体をなす生石灰(CaO)は、水と反応して水酸化カルシウム($Ca(OH)_2$)を生成するが、この際約2倍に体積が膨脹する。この水和膨脹性により岩石、コンクリート等が静的に破碎されるので、安全かつ無公害の破碎工法として広く使用されている。破碎必要時間は現在では数10分ものものも市販されている。



※静的破碎剤による破碎状況

平成5年度 日本応用地質学会 関西支部 見学会 案内書
岐阜周辺地域の地質とその応用地質学的特性

平成5年11月26日印刷
平成5年12月 3日発行

発行者 応用地質学会関西支部

〒558 大阪市住吉区杉本3-3-138
大阪市立大学理学部地球学教室 都市地盤構造学研究室
TEL (06)605-2592 FAX (06)605-2522

印刷所 岩光商店

〒543 大阪市天王寺区空清町1-8
TEL (06)761-2430
