

火山ガラス及びベントナイトの 長期変質挙動に関する調査研究 概要

(動力炉核燃料開発事業団 委託研究成果報告書)



1992年2月

株式会社 ダイヤコンサルタント

この資料は、動燃事業団の開発業務を進めるため、特に限られた関係者だけに開示するものです。ついては、複製、転載、引用等を行わないよう、また第三者への開示又は内容漏洩がないよう管理して下さい。また今回の開示目的以外のことには使用しないよう特に注意して下さい。

本資料についての問い合わせは下記に願います。

〒107 東京都港区赤坂1-9-13

動力炉・核燃料開発事業団

技術協力部 技術管理室

火山ガラス及びベントナイトの長期変質挙動に関する調査研究

二口克人*，桜本勇治**

要 旨

高レベル放射性廃棄物の地層処分に係わるナチュラル・アナログ研究の一環として、火山ガラス及びベントナイトの変質性状に関する調査を実施した。

火山ガラスについては、285年前に噴出した富士宝永スコリアガラス、45,000年前に噴出した高塚山火山起源のスコリアガラス及び中期中新世から中期更新世まで連続した堆積岩試料が得られる南房総鳴川のスコリアガラスを調査した。

スコリアの変質に関与した地下水の水質は、宝永スコリアではCa-HCO₃型（溶存成分量0.34~0.663 meq/l）、高塚山スコリアではCa-SO₄・Cl型（溶存成分量が1.01~1.40 meq/l）であった。なお、宝永スコリアでは、深度が増加するにしたがって、pH、HCO₃⁻及びSiO₂濃度が増加する傾向が認められた。

南房総鳴川における自生鉱物の分布を利用した古地温の解析から、清澄層中部で69℃に達し、この値と積算層厚から算出した地温勾配は約2.1℃/100mで、現在の地温勾配と同程度であったと考えられ、安野層上部で約50℃に達していたと推定される。

ベントナイトについては、新潟県村上市の粘土鉱床を対象として、ボーリング調査を行った。また、山形県鶴岡市の酸性白土鉱床や島根県のベントナイト鉱床について予備的な調査を行った。

村上鉱床及びその周辺に認められる変質帯を、変質鉱物組合せとその分布、産状を考慮して、次のように分帯した。

- I. パイロフィライト帯（I帯）
- II. セリサイト帯（II帯）
- III. 高結晶度のモンモリロナイト帯（III帯）
- IV. セリサイト/モンモリロナイト混合層帯（IV帯）
- V. 低結晶度のモンモリロナイト帯（V帯）

このうちのIV帯からV帯は黒雲母流紋岩体の貫入による熱変質により、I帯からIII帯までは熱水の活動により生成されたと推定された。これらの地質現象は、後期中新世後期（約5.5~6.5 Ma.）に、次に示す順に進行したと考えられる。

- ①白色流紋岩の活動とそれに伴う凝灰岩の堆積
- ②黒雲母流紋岩体の貫入
- ③黒雲母流紋岩体の熱変質によるIV帯及びV帯の形成
- ④黒雲母流紋岩体に沿った熱水の上昇
- ⑤熱水によるI帯、II帯、III帯の形成

また、変質に関与した熱水は、変質鉱物及び変質岩の化学組成等から判断すると、酸性で200℃程度、Si、Al、Kに富む酸性火成活動末期のものであると推定される。

鶴岡地域では、酸性白土鉱床中に粗粒玄武岩岩脈が貫入している露頭を確認することができたが、岩脈付近でのセリサイト化は認められなかった。

島根県に点在するベントナイト鉱床は、ベントナイトのナチュラル・アナログ研究の対象となりうる可能性がある。

本報告書は、株式会社ダイヤコンサルタントが動力炉核燃料開発事業団の委託により実施した研究成果である。

契約番号：030D0140

事業団担当部課室および担当者：東海事業所環境技術開発部地層処分開発室（佐々木憲明）

*：株式会社ダイヤコンサルタント 東京事業部

**：株式会社ダイヤコンサルタント 技術本部

Studies of Long Term Alteration and Behavior of Volcanic Glass and Bentonite. February, 1992

Katsuhito Futakuchi* , Yuji Sakuramoto **

ABSTRACT

The alteration characteristics of volcanic glass and bentonite are investigated as a part of the natural analogue study of geological disposal of high-level radioactive waste.

For the study of volcanic glass, scoria glass samples are collected from two pyroclastic formations, one is from Fuji volcano and another from Izu-Takatsukayama volcano, which were ejected 285 years ago and 45,000 years ago, respectively.

Additional scoria glass samples are collected from the Miura Group (middle Miocene to middle Pliocene) and the Kazusa Group (middle Pliocene to middle Pleistocene).

Chemical analyses of pore water in the Fuji-Houei volcanic succession and Izu-Takatsukayama volcanic succession indicate that they contain calcium bicarbonate (dissolved component 0.34 ~ 0.663 meq/l) and calcium sulphide or calcium chloride (dissolved component 1.01 ~ 1.40 meq/l) respectively. Moreover, SiO₂ contents of the pore water increase with the burial depth of the samples in the Fuji-Houei volcanic succession.

X-ray diffraction analysis of acidic volcanic glass shards from the Miura and the Kazusa Groups proves the existence of alteration products. This result supports that the paleo-geothermal gradient was about the same as the present one (about 2.1°C/100m).

For the study of bentonite, a drilling survey and X-ray diffraction study were performed at Murakami clay deposit. A preliminary study was done at Tsuruoka acid clay deposit and some clay deposits in Simane Prefecture.

The Murakami clay deposit can be divided into the following five zones, based upon the results of various analyses and dating. These zones, from the intrusive body outward, are;

- I. pyrophyllite zone (I zone),
- II. sericite zone (II zone),
- III. high-crystallinity montmorillonite zone (III zone),
- IV. sericite/montmorillonite mixed layer mineral zone (IV zone), and
- V. low-crystallinity montmorillonite zone (V zone).

These alteration zones can be grouped into two according to their origin. The group 1 (IV and V zones) is a product of thermal alteration and the group 2 (I, II, and III zones) is a product of later hydrothermal alteration.

The process of the alteration, which occurred in late Miocene, is assumed to be following order:

- ① the felsic volcanic activity and accumulation of acidic tuff
- ② intrusion of biotite-rhyolite into rhyolite and tuff
- ③ formation of IV and V zones by thermal alteration
- ④ ascending hydrothermal fluid along the boundary between biotite-rhyolite and tuff
- ⑤ formation of I, II, and III zones by hydrothermal alteration

Chemical analysis, X-ray diffraction analysis, and physical properties of clay and tuff suggest that the hydrothermal fluid which formed pyrophyllite, sericite, and high-crystallinity montmorillonite were high temperature acidic fluids and must be derived from the last stage of igneous activity.

At Tsuruoka area, a dolerite dyke intruded into Tsuruoka acid clay deposit and is observed. X-ray diffraction analysis shows that there is no evidence of sericitization in the clay deposit near the contact.

According to several published papers, some clay deposits in Simane Prefecture are sites worthy of investigation on thermal alteration of montmorillonite.

This work performed by Dia Consultants Co. Ltd. under contract with Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation

PNC Liaison: Geological Isolation Technology section, Tokai Works (Noriaki Sasaki)

* : Dia Consultants Department of Energy Projects

** : Dia Consultants Technical Division

目次

I. 火山ガラス編

1. 調査目的	1
2. 調査対象地域の地形・地質概要	1
2.1 富士	1
2.2 伊豆高塚山	1
2.3 南房総鴨川	2
3. 分析・試験および年代測定	5
3.1 試料の概要	5
3.2 分析・試験および年代測定結果	5
4. 考察	5
4.1 スコリアの変質に関与した地下水の水質	5
4.2 南房総鴨川のスコリアの変質温度	12
4.3 南房総鴨川地域の地下水流動系の解析	12
5. 問題点と今後の課題	17

II. ベントナイト編

1. 調査目的	18
2. 調査地の概要	18
2.1 村上地域	18
2.2 鶴岡地域	20
2.3 島根県大田市および出雲市付近	20
3. 室内分析および年代測定	20
3.1 試料の概要	20
3.2 X線回折分析結果	23
4. 考察	23
4.1 年代	23
4.2 変質鉱物分帯と変質帯形成史	29
4.3 熱水の化学組成について	31
5. 問題点と今後の課題	31

I. 火山ガラス編

1. 調査目的

火山ガラスのナチュラル・アナログ研究としては、これまでに富士および大島起源の約3000年前までのスコリアガラス、そして同じ大島や伊豆高塚山火山起源の更に古い数万年前のスコリアガラスを対象として、風化変質状況やその変質環境についての調査研究を実施してきた。

本年度の調査では、伊豆高塚山および南房総鴨川の調査を継続して行うとともに、富士の宝永スコリア層について、より層厚の厚い露頭を対象に、現地調査、試料採取、試料の室内分析・試験を実施した。

2. 調査対象地域の地形・地質概要

2.1 富士

調査対象地域は富士山麓の東端に位置し、北側は標高 1000mに達する丹沢山地に境され、西側は富士山体へと連続する標高 500~700mの東南東へ緩く傾斜した丘陵となっている。

調査対象地域の丘陵地帯には、富士火山起源の火山噴出物が広く分布しており、これら火山噴出物は下位から古期富士降下火砕層、富士黒土層、新期富士火砕層の3層に区別されている(町田, 1964など)。

新期富士降下火砕層は古期富士降下火砕層と同様のスコリア層からなる。本層の最上部は宝永スコリア層と呼ばれ、1707年に噴出したものであり、須走口登山道一合目付近では厚さ6m以上の層厚を有している。宝永スコリア層は暗灰色を呈する0.5~2cmの新鮮なスコリアを主体とし、最下部に厚さ数cm前後の黄白色の軽石層を伴っている。

2.2 伊豆高塚山

調査対象地域は伊豆半島の付け根のほぼ中央に位置し、その東には箱根火山の外輪山から天城山に至る伊豆半島の脊梁山脈が南北に連なり、北西には狩野川によって形成された平野が広がっている。高塚山はこの脊梁山脈の西側斜面に位置し、比高約70m(最高点の標高370m)の開析された小丘を成している。

高塚山火山は、第四紀後期に活動した東伊豆単成火山群の一つで、同火山群の北西端

に位置する。高塚山火山は、新第三紀の火山岩類と鮮新世の多賀火山噴出物を基盤としたスコリア丘で、堆積物の層相と構造から下位スコリア層と上位スコリア層とに区別されている。なお、上位スコリア層はスコリア丘形成後の崩壊により堆積したと考えられている。高塚山火山噴出物は古期富士火山灰中に挟まれており、この高塚山火山は45,000~40,000年前に活動したものと推定されている。

2.3 南房総鴨川

本地域は千葉県房総半島の南部に位置している。陸のほとんどが300m程度までの丘陵山地からなり、本地域では北側の房総丘陵と南側の嶺岡山地があり、その間には加茂川に沿った加茂川低地がある。海岸線を見ると、加茂川低地が海に接する地域のみが砂浜を形成しているが、それ以外の海岸は、ほとんど海食崖を伴うような岩礁海岸となっている。

房総丘陵は、標高100~300m程度の低い丘陵地で、丘陵面は開析が進み、標高の割りには谷が急峻である。この房総丘陵上にほぼ東西に走る稜線が大きな分水嶺となっている。加茂川低地には、幅2~4km程度の東西に細長い低地で、大部分が加茂川沿いに発達する河岸段丘が占めている。このうち、海岸から3km程度までは海成段丘で、それよりも上流側は河成段丘と考えられている。沖積地は、各河川流域および海岸線に沿った地域に比較的狭い範囲で認められる。そして東条海岸には、やや大規模な砂丘が認められる。

房総半島は、嶺岡山地に隆起地塊として分布する古第三系の嶺岡層群を除くと、新第三系以降の厚い海成層によって広く被覆されている。嶺岡層群を挟んでその北側と南側とに新第三系が東西方向に帯状に分布している。調査対象地域付近の地質図を図-1に、調査対象地域における層序、層厚、年代測定結果をまとめて表-1に示す。

本地域の基盤の一部とみなされている嶺岡層群は、比較的深い海の堆積物から構成されている。また、これら嶺岡層群の分布する嶺岡山地には超塩基性岩類および玄武岩類が分布している。嶺岡層群の外側には中新世前期の保田層群が分布している。そしてその上位層として三浦層群（下位から木ノ根層、天津層、清澄層、そして安野層）が分布している。三浦層群はさらに新しい上総層群によって不整合（黒滝不整合と呼ばれる）に覆われている。上総層群は房総半島の東側でより下位の地層が出現しており、平面的にも三浦層群に対してアパットの関係を呈している。上総層群は下位から、黒滝層、

表-1 調査地域の層序表

層	序	鍵 層	層厚及び 積算層厚	堆 積 年 代
長沼不整合	下総層群			鈴木・杉原(1983)
	上	笠森層	300m	0.31~0.63Ma. 徳橋ほか(1983) 0.49~0.91Ma.
		長南層	80m	
		梅ノ木白層	80m	
	総 層 群	国本層	320m	0.87Ma.
		梅ヶ瀬層	U-4(t) U-4(s) 530m	1.06~1.47Ma.
		大田代層	0-8(t) 0-8(s) 540m	1.90~2.06Ma.
		黄和田層	1850m	M. Kasuya(1990) 原・楳井(1990)
		安野層	450m	2.34~2.59Ma. 1.66~2.10Ma. 1.6Ma.
	黒流不整合	三	安野層	Kdx(t) Kdx(s) 40m
清澄層			An-68(s) Anx(t) Any(t) An-45(s) 450m	2710m
浦 層 群		清澄層	Kyx(t) Ky-12(t) Ky-10(s) Ky-8(s) Am-98(s) Am-97(s) Am-96(s) 870m	3580m
		天津層	梅(t) 桃(t) 桜(t) Am-83(s) Am-78(t) Amx(t) Am-29(s) Am-16(t) Am-14(s) 1025m	5.2~11.5Ma.
	木ノ根層	Kn-3(t) 775m	4605m	

() 内のs, tはそれぞれスコリア凝灰岩, 凝灰岩を示す。

勝浦層，浪花層，大原層，黄和田層，大田代層，梅ヶ瀬層，国本層，柿ノ木台層，長南層，万田野層，笠森層と区分されている。

3. 分析・試験および年代測定

3.1 試料の概要

富士，伊豆高塚山，そして南房総鴨川地域の試料およびそれぞれの試料の分析内訳を一覧表にして表-2に示す。

採取した試料について，X線回折分析，間隙水の水質分析，ジルコンを用いたフィッシュョン・トラック年代測定を実施した。

3.2 分析・試験および年代測定結果

3.2.1 X線回折分析

南房総鴨川地域の凝灰岩試料のX線回折分析結果から求められた構成鉱物の一覧表をまとめて，表-3に示す。

3.2.2 間隙水の水質分析

間隙水の水質分析結果をそれぞれの地域に分けて表-4～5に，ヘキサダイアグラムを図-2～3に示す。

3.2.3 絶対年代測定

ジルコンを用いたフィッシュョン・トラック年代測定を実施するために，スコリア試料から分離・抽出したジルコン結晶粒は，いずれも本質結晶ではなく，伊豆高塚山のスコリア層の年代値は得られなかった。

4. 考察

4.1 スコリアの変質に関与した地下水の水質

4.1.1 富士

水質分析の結果（図-2参照）を見ると，地表付近（0.06m）ではCa-Cl・SO₄型であるが，それ以深ではCa-HCO₃型の水質を示す。また，深度が深くなるにつれて溶存成分

表-2 スコリア試料の分析・測定項目一覧表

分析・試験項目	地域 試料名 採取深度	富士			高塚山		南房総鴨川
		HSⅡ-1 GL-1.6m	HSⅡ-2 GL-3.2m	HSⅡ-4 GL-6.3m	OH-B' GL-34.0m	OH-C' GL-19.2m	Ky-12(t) 地表露頭
間隙水の水質分析 ¹⁾		○	○	○	○ ²⁾	○ ³⁾	
X線回折分析							○
フィッシュトラック年代測定					○		

1) 間隙水の抽出は減圧法で行った。

2) OH-B'については、同一層準から3試料を採取し、試料間のバラツキを検討した。

3) OH-C'の下位約1mの位置の試料をOH-C'として採取・分析した。

表-3 南房総鴨川地域の凝灰岩試料のX線回折結果

試料名	鉍物名	緑 泥 石	イ ラ イ ト	モン モリ ロ ナ イ ト	ハ ロ イ サ イ ト	石 英	α ク リ ス ト バ ル 石	α ー リ ン ケ イ 石	斜 ブ チ ロ ル 沸 石	方 解 石	黄 鉄 鉍	菱 鉄 鉍	カ リ 長 石	斜 長 石	普 通 角 閃 石
Ky12(t)				・	・	・					・			・	

相対含有量：◎多量，○中量，・少量，・微量

表-4 宝永スコリアの間隙水の水質分析結果

試料番号	HSII-1		HSII-2		HSII-4	
採取深度(m)	-1.6		-3.2		-6.3	
試料の種類	減圧法による間隙水					
採取日	1991.11.29					
pH	7.6		7.3		7.5	
単位	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l
Na ⁺	2.82	0.12	1.32	0.06	2.30	0.10
K ⁺	1.13	0.03	0.59	0.02	0.94	0.02
Ca ²⁺	5.92	0.30	3.23	0.16	4.03	0.20
Mg ²⁺	2.69	0.22	1.31	0.11	1.74	0.14
Fe ²⁺	1.88	0.07	1.50	0.05	1.75	0.06
陽イオン合計		0.74		0.40		0.52
HCO ₃ ⁻		0.48		0.40		0.52
SO ₄ ²⁻	1.2	0.02	1.1	0.02	0.7	0.01
Cl ⁻	3.1	0.09	1.7	0.05	1.7	0.05
NO ₃ ⁻	7.1	0.11	0.5	0.01	0.9	0.01
陰イオン合計		0.70		0.38		0.50
SiO ₂	32.2		33.0		33.0	

表-5 高塚山スコリアの間隙水の水質分析結果

試料番号	OH-B'		OH-C'		OH-B'		OH-C'		OH-B' (1)		OH-B' (2)		OH-B' (3)		OH-C'		OH-C'		OH-B'		OH-C'	
採取位置	深度34.0m		深度19.2m		深度34.0m		深度19.2m		深度34.0m						深度19.2m		深度20.2m		深度34.0m		深度19.2m	
試料の種類	間隙水																					
採取日	1990. 7. 20		1990. 7. 20		1990. 10. 30				1991. 4. 11						1991. 4. 11				1991. 7. 19			
pH	7.3		7.3		7.3		7.5		7.4		7.3		7.3		7.2		7.2		7.4		7.2	
	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l
Na ⁺	6.55	0.28	6.85	0.30	6.79	0.30	5.61	0.24	8.73	0.38	6.62	0.29	6.28	0.27	7.99	0.35	7.64	0.33	4.84	0.21	8.62	0.37
K ⁺	1.23	0.03	1.63	0.04	0.85	0.02	1.05	0.03	1.22	0.03	0.94	0.02	0.92	0.02	1.70	0.04	1.52	0.04	1.00	0.03	1.93	0.05
Ca ²⁺	9.18	0.46	9.73	0.49	12.49	0.62	9.57	0.48	5.77	0.29	5.25	0.26	5.06	0.25	8.89	0.44	10.4	0.52	5.20	0.26	20.8	1.04
Mg ²⁺	5.95	0.49	4.25	0.35	5.64	0.46	3.86	0.32	3.75	0.31	3.48	0.29	3.39	0.28	4.41	0.36	4.47	0.37	2.23	0.18	7.38	0.61
Fe ²⁺	3.48	0.12	3.33	0.12	0.50	0.02	2.00	0.07	3.26	0.12	1.64	0.06	3.31	0.12	2.11	0.08	4.87	0.17	2.80	0.10	1.00	0.04
陽イオン合計		1.38		1.30		1.42		1.14		1.13		0.92		0.94		1.27		1.43		0.78		2.11
HCO ₃ ⁻	22.0	0.36	18.3	0.30	25.6	0.42	29.3	0.48	23.2	0.38	17.1	0.28	18.3	0.30	14.0	0.23	14.0	0.23	14.0	0.23	9.8	0.16
SO ₄ ²⁻	20.5	0.43	25.2	0.52	21.6	0.45	14.6	0.30	16.6	0.35	10.9	0.23	13.9	0.29	25.7	0.54	33.2	0.69	13.0	0.27	39.0	0.81
Cl ⁻	16.9	0.48	18.0	0.51	17.5	0.49	8.1	0.23	14.9	0.42	15.1	0.43	12.7	0.36	16.9	0.48	17.9	0.50	8.6	0.24	40.1	1.13
陰イオン合計		1.27		1.33		1.36		1.01		1.15		0.94		0.95		1.25		1.42		0.74		2.10
SiO ₂	63.4		60.0		28.1		23.8		90.9		73.6		84.1		69.1		66.7		90.9		71.9	

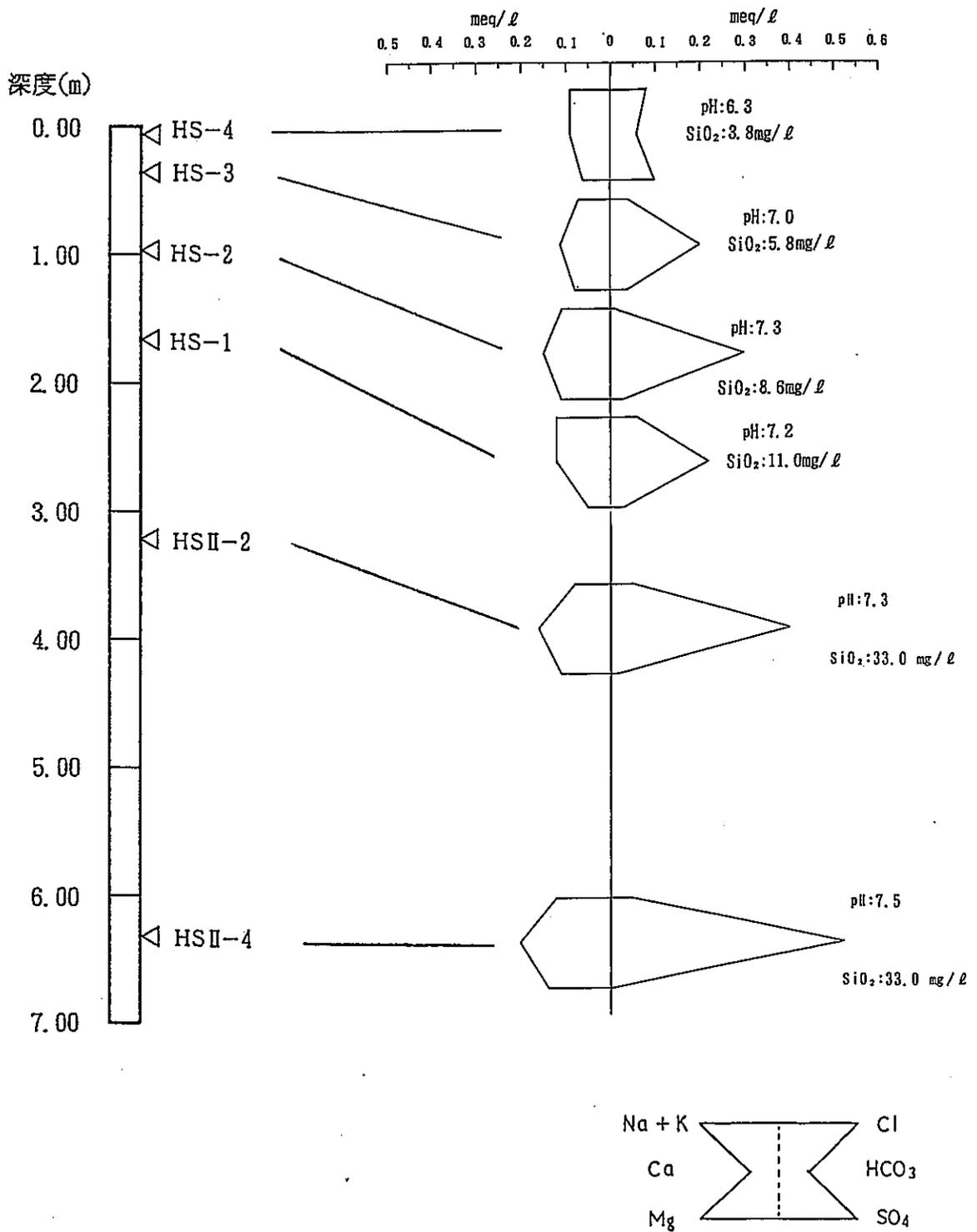


図-2 宝永スコリアの間隙水のヘキサダイアグラムと深度との関係

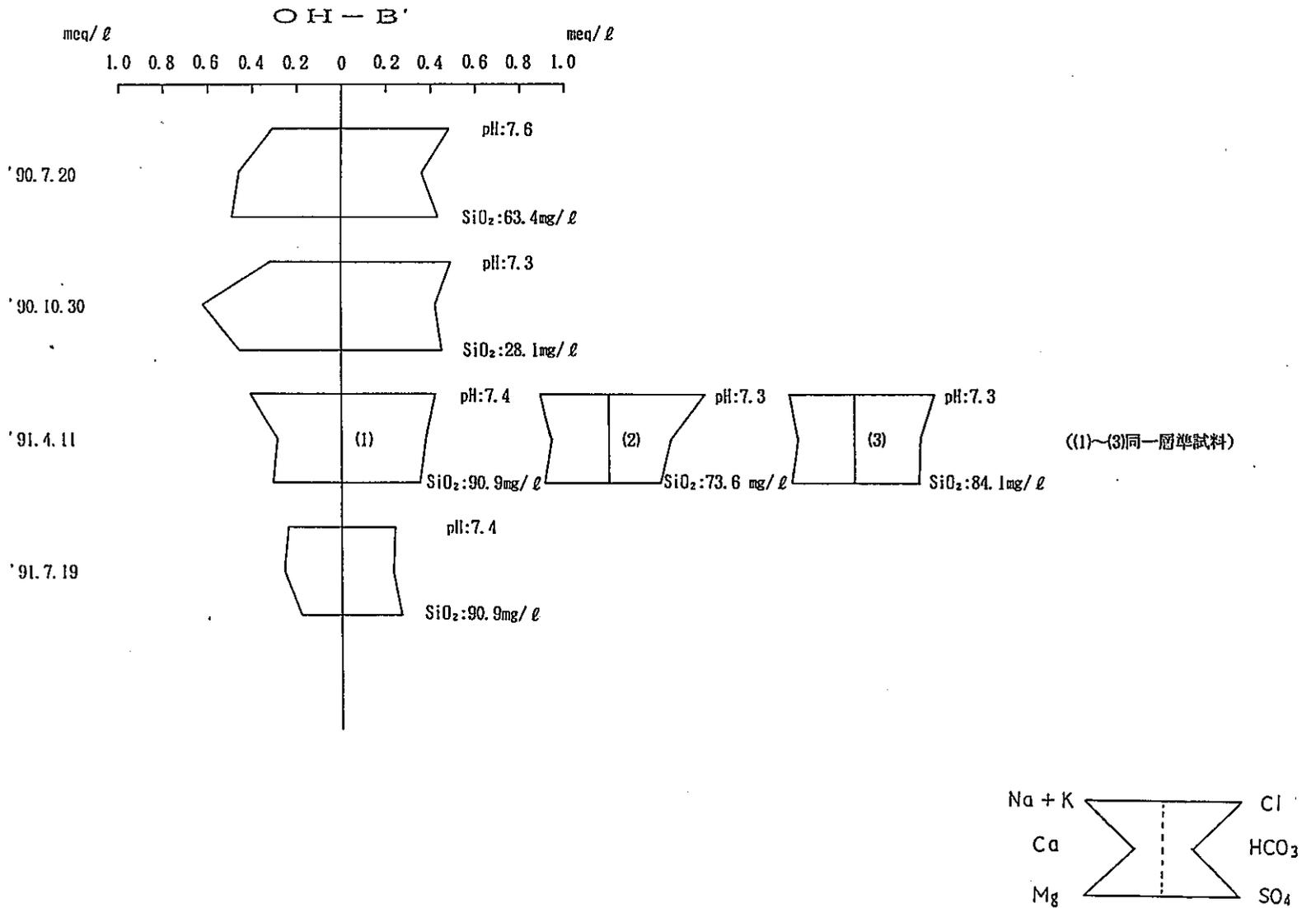


図-3(1) 高塚山スコリアの間隙水のヘキサダイアグラム (OH-B')

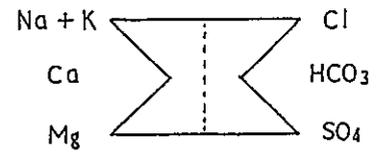
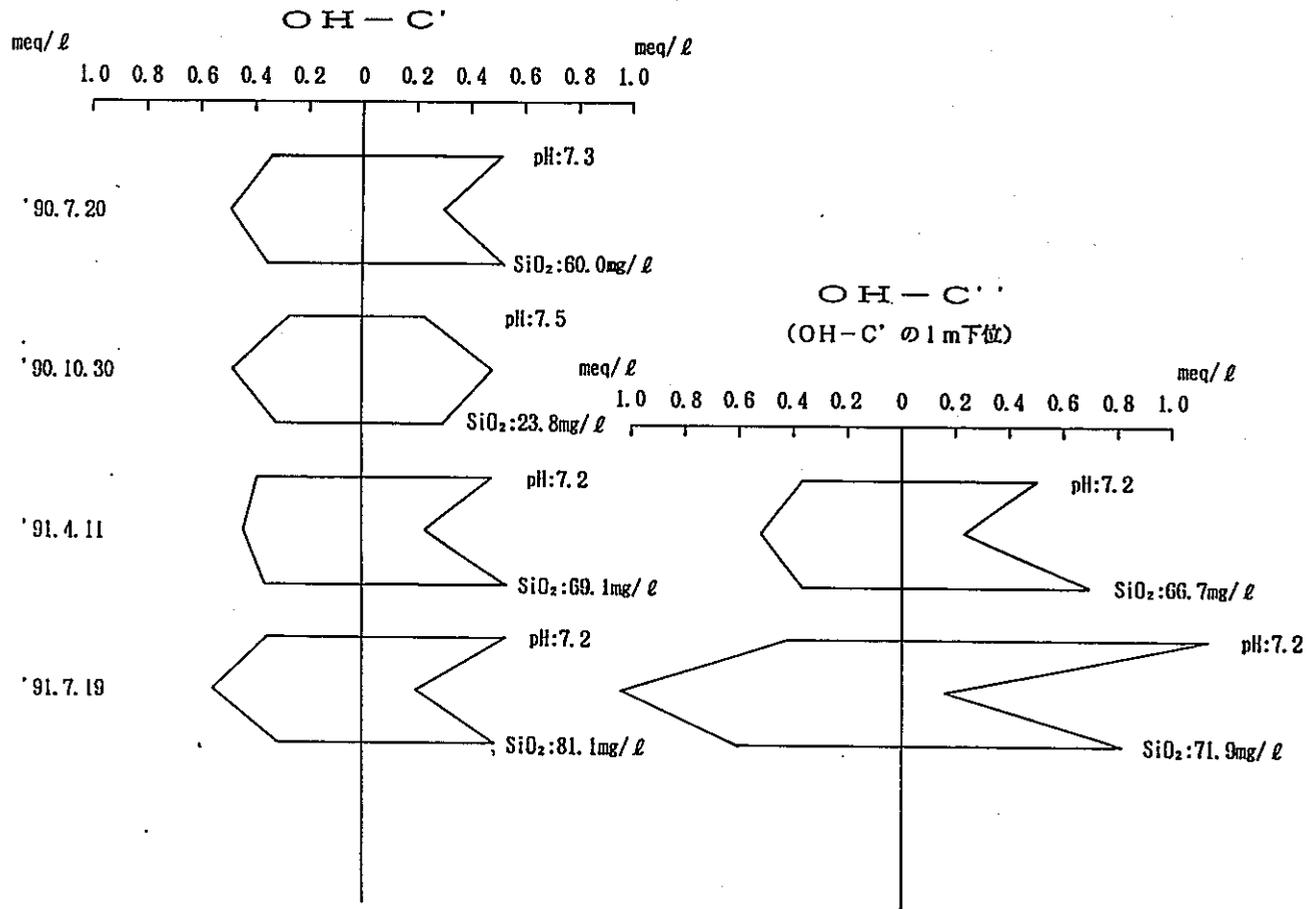


図-3(2) 高塚山スコリアの間隙水のヘキサダイアグラム (OH-C', OH-C'')

量及びSiO₂濃度が大きくなりpHも高くなる傾向が認められる。

この間隙水の分析結果をもとに、H₄SiO₄モル濃度とCa²⁺/H⁺モル濃度比の関係およびTardy(1971)による岩石と地下水の反応における長石の変質相の領域を示したものを図-4に示す。これによれば、今年度の山腹試料の間隙水はモンモリロナイトと平衡である範囲にプロットされる。

4.1.2 伊豆高塚山

今年度の間隙水の分析結果は、既往分析結果との間に著しい相違は認められない。

この間隙水の分析結果をもとに、H₄SiO₄モル濃度とCa²⁺/H⁺モル濃度比の関係およびTardy(1971)による岩石と地下水の反応における長石の変質相の領域を示したものを図-4に示す。これによれば、高塚山スコリアの間隙水はいずれもモンモリロナイトと平衡である範囲にプロットされる。このことは、既往調査において高塚山スコリア中にモンモリロナイトがX線回折分析によって検出されたことを裏付けていると考えられる。

4.2 南房総鴨川のスコリアの変質温度

南房総鴨川地域のスコリアの変質温度を把握するために、自生鉱物の分布を用いた古地温の推定を試みた。イライトや緑泥石が含まれる試料を検討の対象から除くとKy-12の層準付近の凝灰岩に初めて石英が出現し、ガラスから石英が生成する温度を69℃とし海底上の温度を4℃すると、長沼不整合からKy-12の層準までの層厚約3100mとから、約2.1℃/100mという古地温勾配が算出された(表-6参照)。この地温勾配は現在の地温勾配とほぼ一致し、三浦層群や上総層群堆積時から現在までの間、地温勾配はほとんど変化していないと予想される。

4.3 南房総鴨川地域の地下水流動系の解析

南房総鴨川地域から得た各試料における、火山ガラスとの反応に関与した地下水量の把握を目的として、地下水流動系の復元を試みるために、三浦層群堆積時代以降の地質構造の発達過程を文献調査した。

図-5及び図-6に房総半島の地質構造発達史についての2つの見解を示す。見解Iは南房総地域の地層群の現在の分布に基づいたものであり、嶺岡山地と清澄背斜の2つの隆起帯が全体の地質構造を規制していると考えられている。これらの隆起域には上総

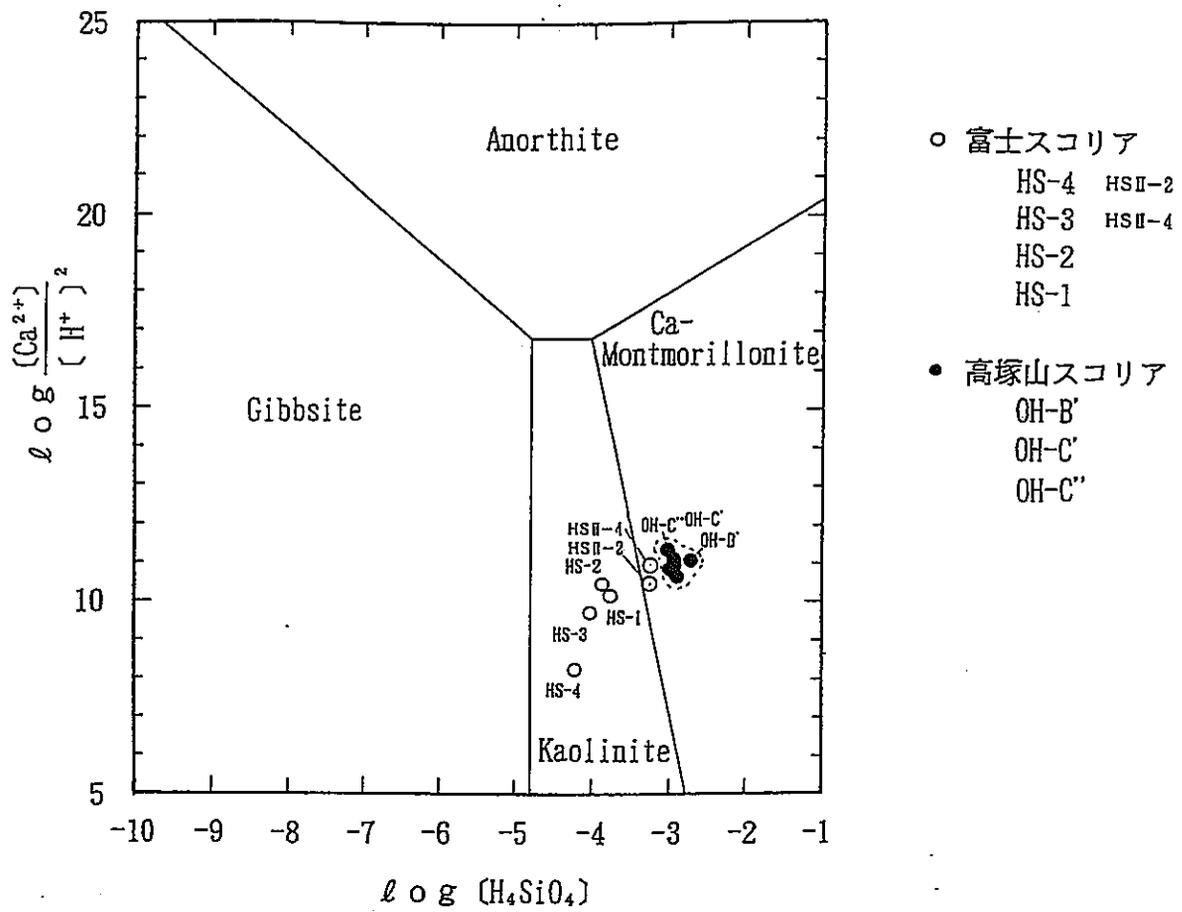


図-4 スコリア間隙水の $[H_4SiO_4]$ と $[Ca^{2+}] / [H^+]^2$ の関係図
Tardy (1971) のFig. 3より引用した。

表-6 南房総鳴川のスコリアの変質に関するまとめ

地層名	鍵層名	鏡下での 変質層の 有無	X線回折分析結果			試料の構成			
			スコリア中のモンモリロナイト の有無	自生鉱物（石英） の有無	最高温度				
梅ヶ瀬層	U-4(t)	×	○	?	20℃	凝灰岩 スコリア凝灰岩 泥岩中のスコリア			
	U-4(s)								
	U-4(m)								
大田代層	O-8(t)	×	×	?	31℃	凝灰岩 スコリア凝灰岩 泥岩中のスコリア			
	O-8(s)								
	O-8(m)								
黄和田層	Kdx(s) Kdx(t)	×		?	43℃	スコリア凝灰岩 凝灰岩			
安野層	An-68(S)	○	×		51℃	スコリア凝灰岩 泥岩中のスコリア 凝灰岩 凝灰岩 スコリア凝灰岩			
	An-68(m)	×							
	Anx(t)						×		
	Any(t)						×		
	An-45(S)	○							
清澄層	Kyx(t)	×	○	? ○	61℃ 69℃	凝灰岩 凝灰岩 スコリア凝灰岩 砂岩中のスコリア スコリア凝灰岩 スコリア凝灰岩			
	Ky-12(t)								
	Ky-10(s)								
	Ky-10(ss)								
	Ky-8-9(s)								
	Ky-8(s)								
天津層	Am-98(s)	○	○		79℃	スコリア凝灰岩 スコリア凝灰岩 スコリア凝灰岩 泥岩中のスコリア 凝灰岩 泥岩中のスコリア 軽石凝灰岩 泥岩中の軽石 凝灰岩 スコリア凝灰岩 凝灰岩 スコリア凝灰岩			
	Am-97(s)	×							
	Am-96(s)	○							
	Am-96(m)	○							
	梅桃桜						○		
	Am-83(m)							×	
	Am-78(t)								○
	Am-78(m)								
	Amx(t)							×	
	Am-29(s)						○		
	Am-16(t)								○
Am-14(s)	○	○							
木ノ根層	Kn-3(t)			?	100℃	凝灰岩			

注) ○は有りを, ×は無しを, ?は石英が自生鉱物であるか否かを確定できない場合をそれぞれ示す。

最高温度は, ガラスの変質鉱物の出現とその生成温度とから算出した。

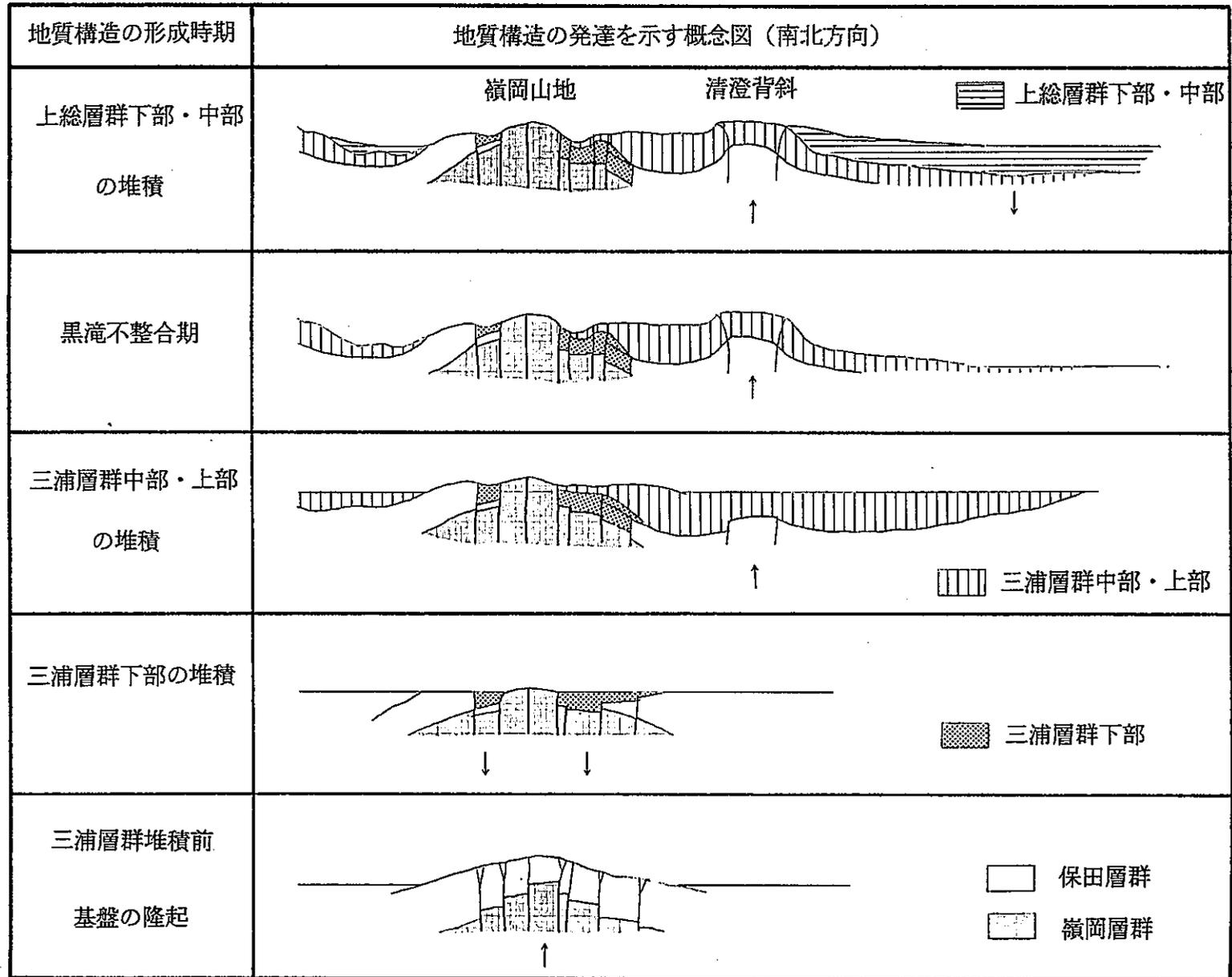


図-5 南房総鴨川地域の地質構造発達史（見解 I）

主な地質構造運動	堆積盆の構造発達を示す概念図（東西方向）
沖積層の堆積	
関東ローム層等の堆積 7~8万年前	
下総層群上部の堆積 約40万年前	
下総層群下部の堆積	
東京湾不整合 (長沼不整合)の形成 約70万年前	
上総層群の堆積	
黒滝不整合の形成 約400万年前	

図-6 南房総鴨川地域の地質構造発達史（見解Ⅱ）

層群は堆積しなかったとされている。一方、見解Ⅱは、千葉付近における地下地質・地質構造に基づいており、この見解では三浦層群の上位に全域にわたり上総層群が不整合に被覆するものとされている。

以上のように、現在のところ房総半島の地質構造発達過程は見解がわかれており、統一見解はまだ得られていない。

5. 問題点と今後の課題

今年度調査対象とした宝永スコリア層の露頭は、気象データの得られる御殿場測候所よりも標高で約900m高い。したがって、調査対象露頭付近の気象データとして外挿するには問題があると考えられる。

高塚山スコリアについては、ジルコン結晶粒を用いた絶対年代測定を試みたが、本質結晶を含んでいなかったため、年代値を得ることができなかった。したがって、高塚山スコリアの年代を求めるとするならば、塩基性火山噴出岩であることを考慮すると（酸性岩よりもジルコンやUに乏しい）、例えばESR法にその可能性があると考えられる。

南房総鴨川の埋没履歴（水質を含む環境変化や流量等）の推定のためには、浸透流解析が一つの手段として考えられるが、解析モデルの構築、境界条件の設定、各種水理定数の設定が今後必要と考えられる。

II. ベントナイト編

1. 調査目的

本調査では、新潟県の村上にあるセリサイト鉱床を対象として前年度までに実施されてきたベントナイトのナチュラル・アナログ研究を引継ぎ、モンモリロナイトの変質年代と変質履歴を把握することを目的として、地表踏査、試料の採取、室内分析、年代測定を行った。さらに、新たな調査地として山形県鶴岡市付近および島根県出雲市から大田市に分布する粘土鉱床を対象に文献調査を実施し、鶴岡地区については現地調査と試料採取を行い、室内分析を実施して調査対象としての適性を検討した。

2. 調査地の概要

2.1 村上地域

調査対象地域は朝日山地の東縁部に位置し、標高 100~600mの深く開析された山地となっている。調査対象地域のほぼ中央には大須戸川が山地を東西に分断して南流しておりそれにそって比較的広い沖積平野が形成されている。

村上地域の層序と地質概要を表-7に、地質図を図-7に示す。

表-7 村上地域の地質層序表

区分	地層名		層相と特徴	層厚 (m)	
第四紀	沖積層		礫層と砂層からなる。河床から比高い 3~4m の沖積段丘を形成している。	2~4	
新 第 三 紀 新 世	朝 日 層	長坂峠流紋岩層	黒雲母流紋岩層	灰白色黒雲母流紋岩からなる。風化すると流理構造が明瞭になる。	50~100+
			凝灰岩層	細粒ガラス質凝灰岩、火山礫凝灰岩。上部層準が粘土化している。	20~70
			白色流紋岩層	白色流紋岩。部分的に角礫状を呈する。	100+
		葡萄泥岩部層	黒色~暗オリーブ灰色の塊状泥岩からなる。海生の貝化石を産する。	約100	
		天井山層	安山岩、安山岩質火山礫凝灰岩。	?	
		葡萄層	軽石凝灰岩。軽微に溶結している。	?	
先新第三紀	花崗岩類		中~粗粒花崗岩。アプライト脈を頻繁に挟む。		

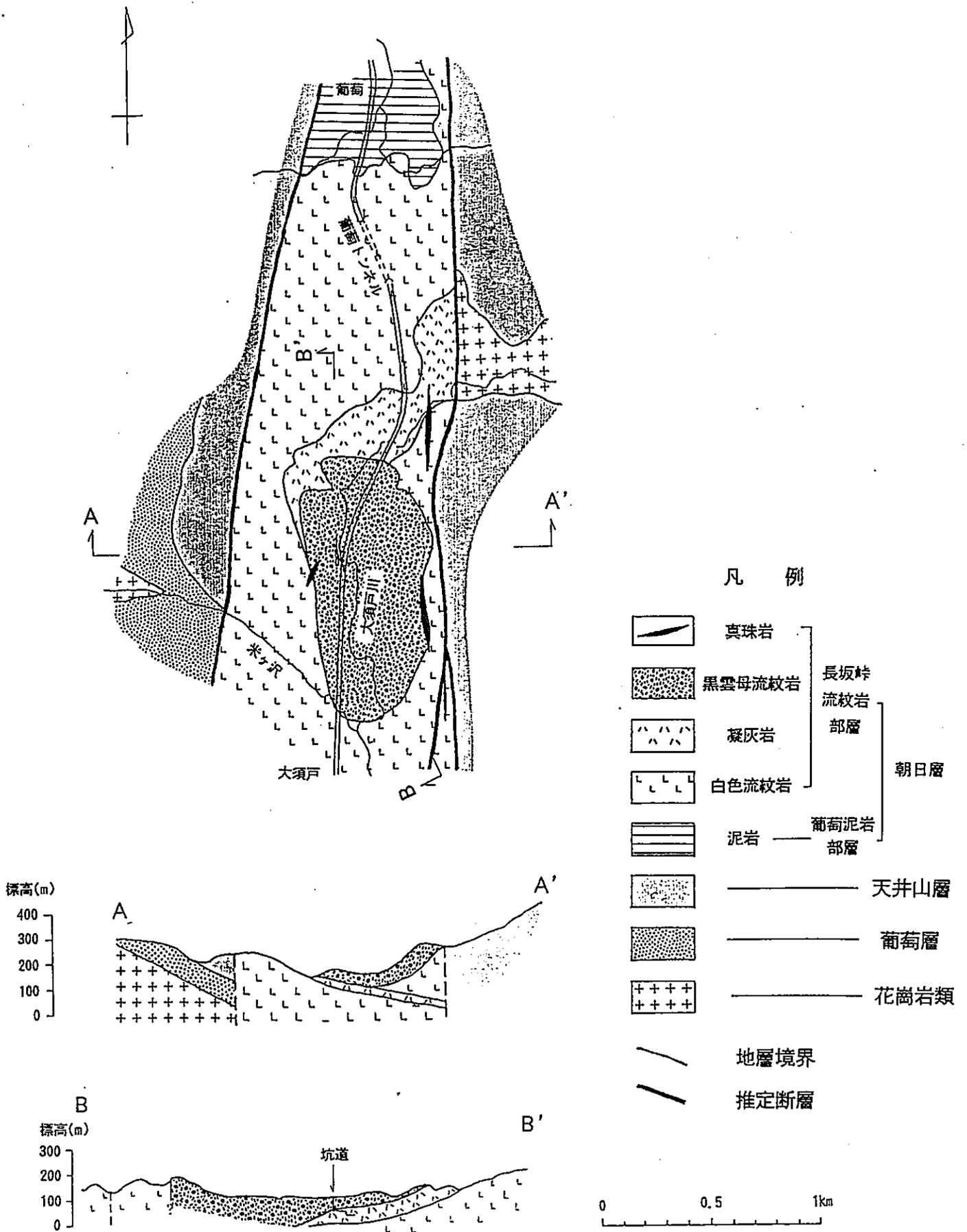


図-7 村上地域の地質図及び地質断面図

調査対象地域及びその周辺には先新第三紀の花崗岩類を基盤とし、新第三紀の火山岩類、火山砕屑岩及び堆積岩が分布している。新第三紀の火山岩類および堆積岩類は下位から、葡萄層、天井山層、朝日層の3層に区分されている。これらの地層のうち、調査対象地域には主として朝日層が分布している。

朝日層は、当地域では葡萄泥岩部層及び長坂峠流紋岩部層と称されており、長坂峠流紋岩部層は下位から白色流紋岩層、凝灰岩層、黒雲母流紋岩層の3層に細区分されている。また、長坂峠流紋岩部層中には黒色でガラス光沢のある真珠岩の小岩体が貫入している。

葡萄泥岩部層および長坂峠流紋岩部層は南北に延びる地溝状に分布している。また、葡萄泥岩部層は東～南東に40～50°傾斜し、長坂峠流紋岩部層中の白色流紋岩層および凝灰岩層は北西部で南東に20～40°傾斜し、南東部で水平ないし北東に緩く傾斜しており、全体としては南東～東に傾斜した構造を成している。

凝灰岩層の黒雲母流紋岩との接触部付近は厚さ20～30mの粘土化帯となっている。粘土化帯は青灰色～灰白色の非常に均質な粘土からなるが、一部に粗粒の軽石質凝灰岩様を呈する部分や原岩の堆積構造を残している部分が認められる。セリサイト鉱床は、この粘土化帯に胚胎している。

2.2 鶴岡地域

本地域はいわゆるグリーンタフ地域の属し、花崗岩類や酸性火山岩類の基盤を被覆する新第三系の堆積岩類が主体をなす(図-8参照)。この堆積岩類中の凝灰岩が風化変質して粘土鉱床が形成され、酸性白土として盛んに採掘されている。

2.3 島根県大田市および出雲市付近

本地域の中の大田市北部、東部、そして出雲市三谷にはベントナイト鉱床が認められている(図-9参照)。これらの粘土鉱床は、いずれも新第三系堆積岩類中の凝灰岩あるいは火山角礫岩が熱水変質を受けて生じたとされている。特に大田市北部の鉱床においては、モンモリロナイト生成後に貫入した安山岩の岩脈が存在している。

3. 室内分析および年代測定

3.1 試料の概要

村上地域のボーリング位置を図-10に示し、それぞれのボーリング孔での試料採取深

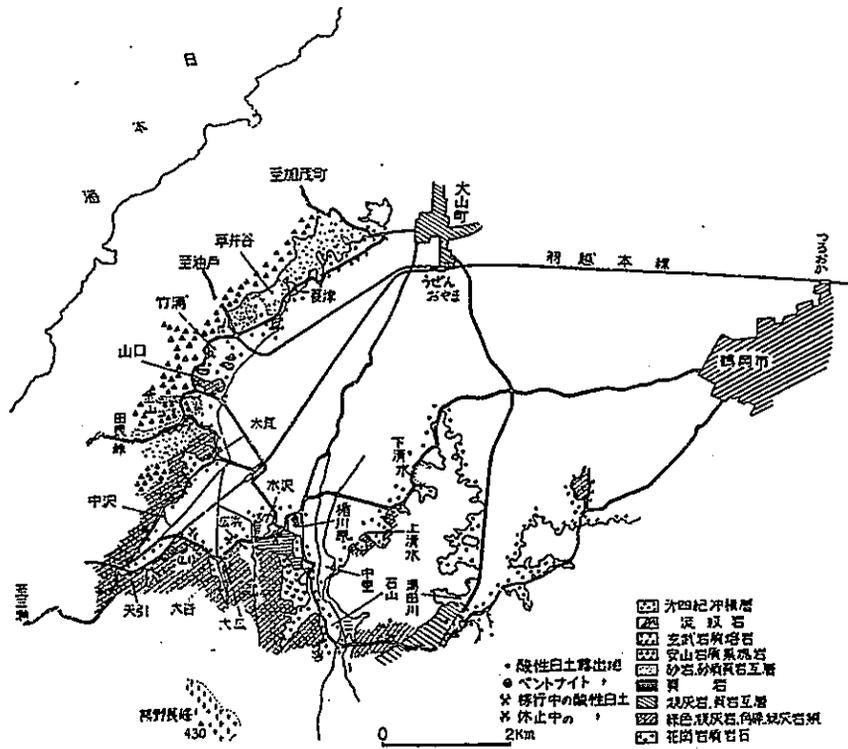


図-8 鶴岡地域地質図

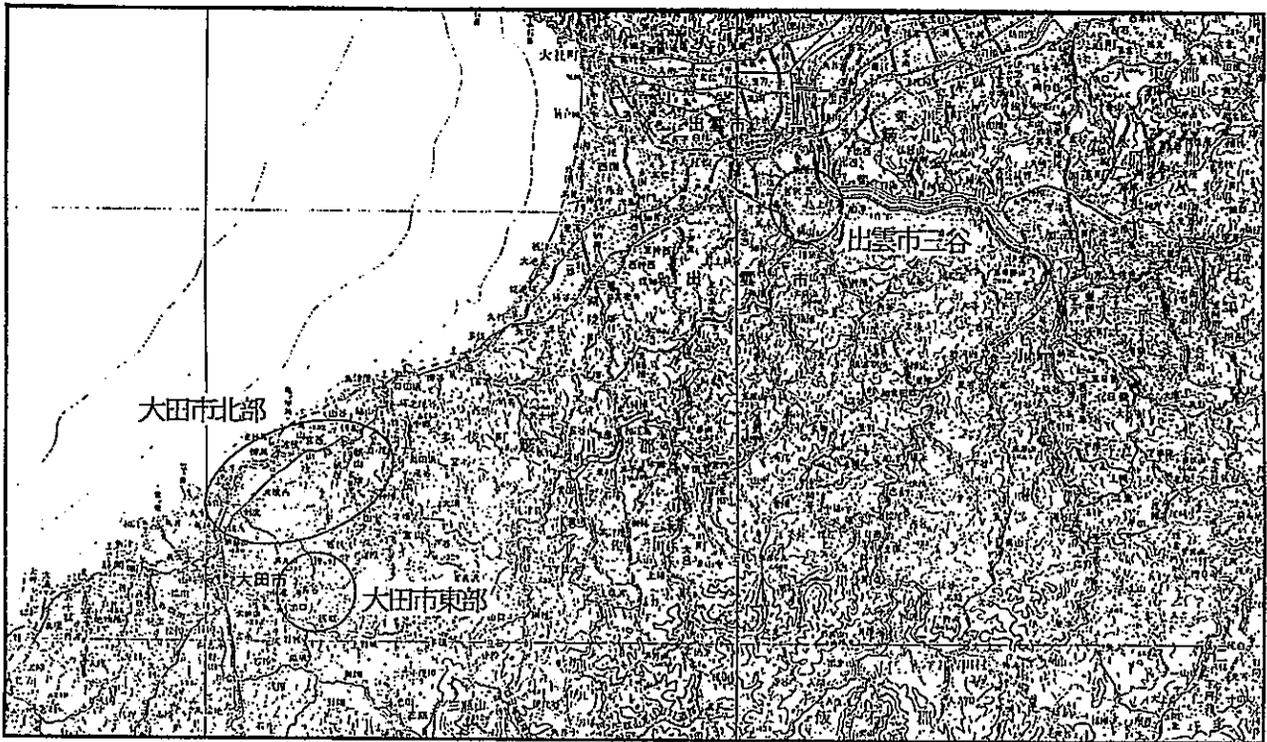


図-9 大田市および出雲市付近の粘土鉱末位置図

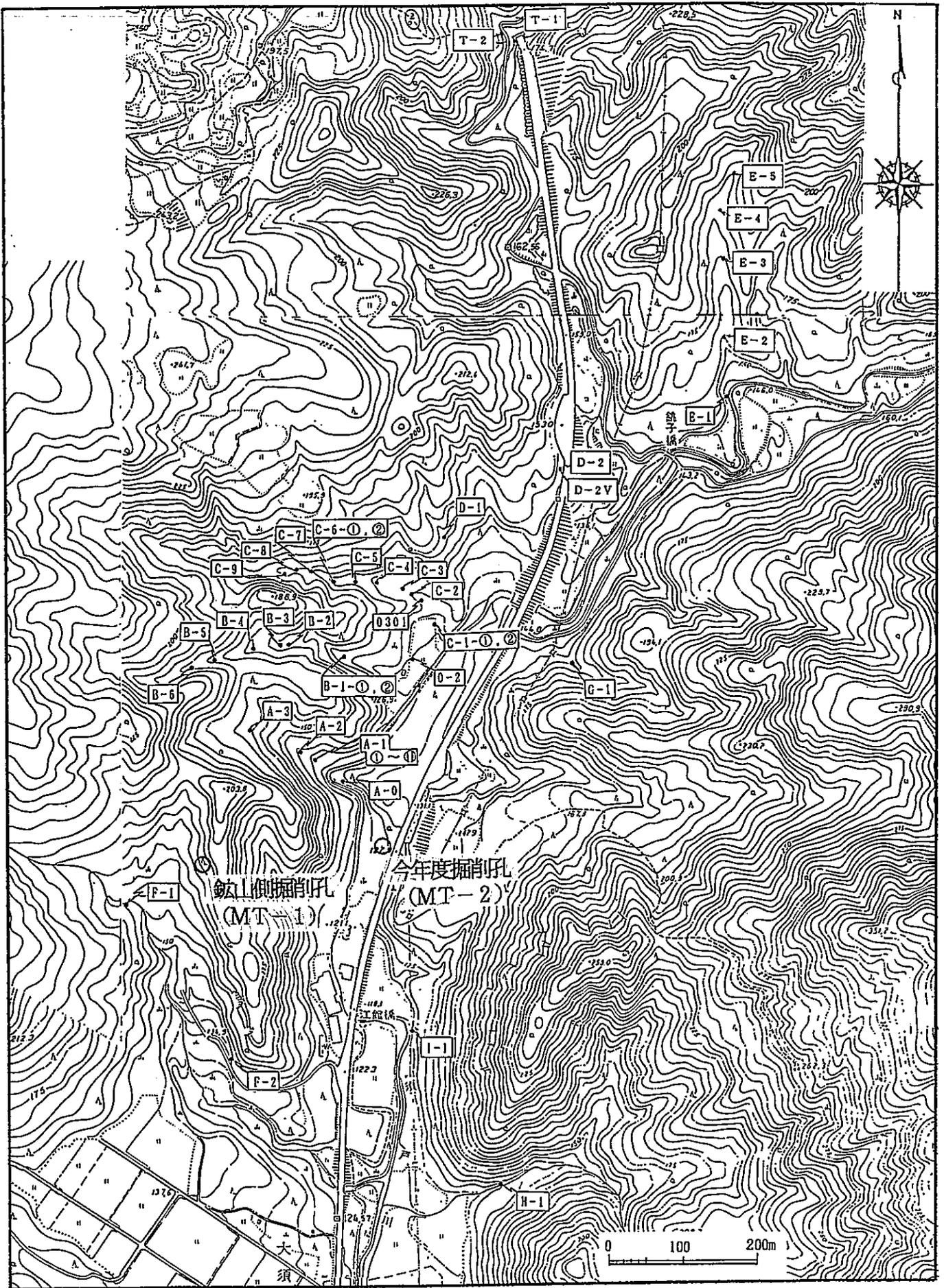


図-10 ボーリング位置および地表試料採取位置図

度を図-11に示す。また、鶴岡地域の試料採取位置を図-12に示す。

採取した試料について、X線回折分析を実施した。

3.2 X線回折分析結果

村上地域のボーリング試料を用いたX線回折分析結果によって得られた変質鉱物の分布と相対的な量比を、それぞれ図-13~14に示す。また、鶴岡地域から採取した試料のX線回折分析結果を、貫入岩からの距離で整理して表-8に示す。表-8で明らかのように、本地域の貫入岩付近においては、主としてモンモリロナイトが生成されており、より高温下で生成すると考えられるセリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物やセリサイトは認められない。

4. 考察

村上地域について、前年度までに得られた結果に、今年度の結果を加味して、以下に年代、変質鉱物分帯と変質帯形成史、および熱水の化学組成について考察する。

4.1 年代

今年度のジルコンを用いたフィッシュン・トラック年代測定結果では、白色流紋岩及び凝灰岩試料の年代値が、6.5~6.8Ma.と比較的狭い範囲に集中しており、昨年度までの測定結果と整合している。さらに、微化石分析の結果では、泥岩試料中には珪藻化石が抽出・同定され、この珪藻化石群の示す化石帯がNPD7B帯であり、後期中新世後期~前期鮮新世(6.2~3.2Ma.)に相当していることから、本研究で実施した各種放射年代測定結果と同程度の年代を示している。

以上の年代測定結果及び微化石分析結果から推定される白色流紋岩及び凝灰岩の年代は、村松(1987)により報告された14.1Ma.である可能性は低い。したがって、今年度および昨年度までの調査結果から推定される調査地の地史は、昨年度の考察を支持するといえる。すなわち、

- ①白色流紋岩の活動とこれに伴う凝灰岩の堆積
- ②黒雲母流紋岩の貫入
- ③粘土帯の形成

の順に地質現象が進行し、これら①~③の事象は、約650万年前から550万年前までの短期間に相前後して生じたものと考えられる。

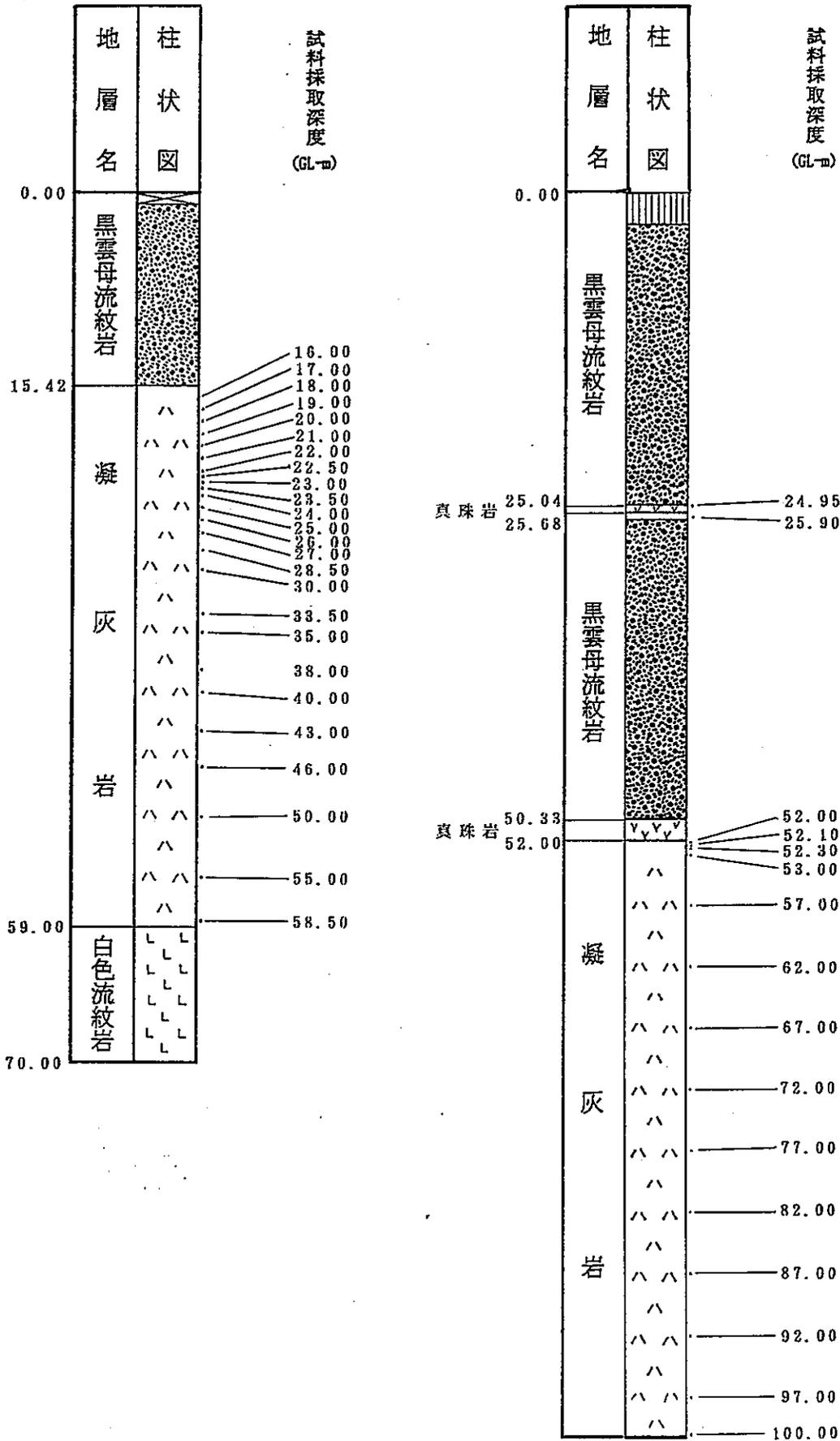


図-11. MT-1孔及びMT-2孔の試料採取深度

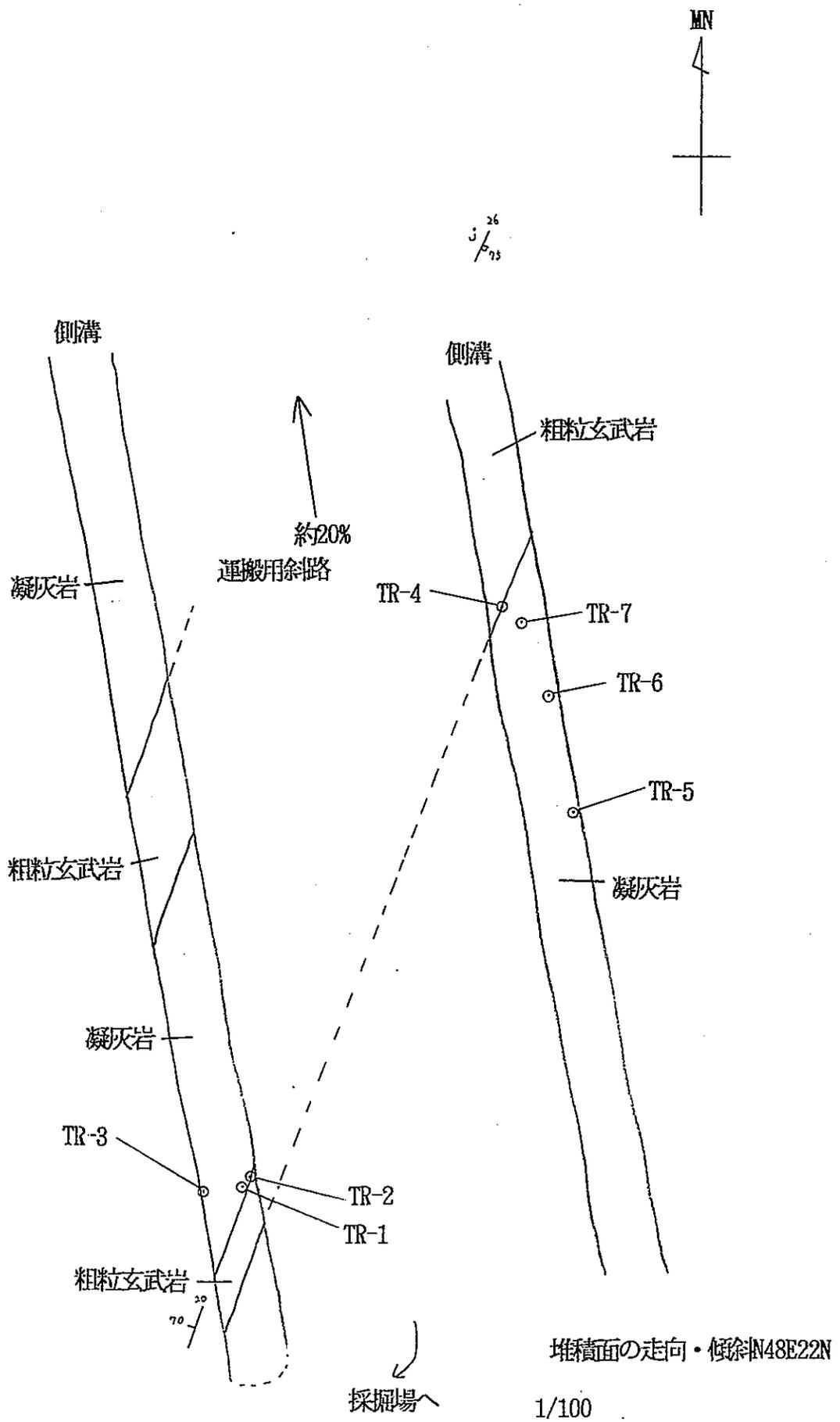
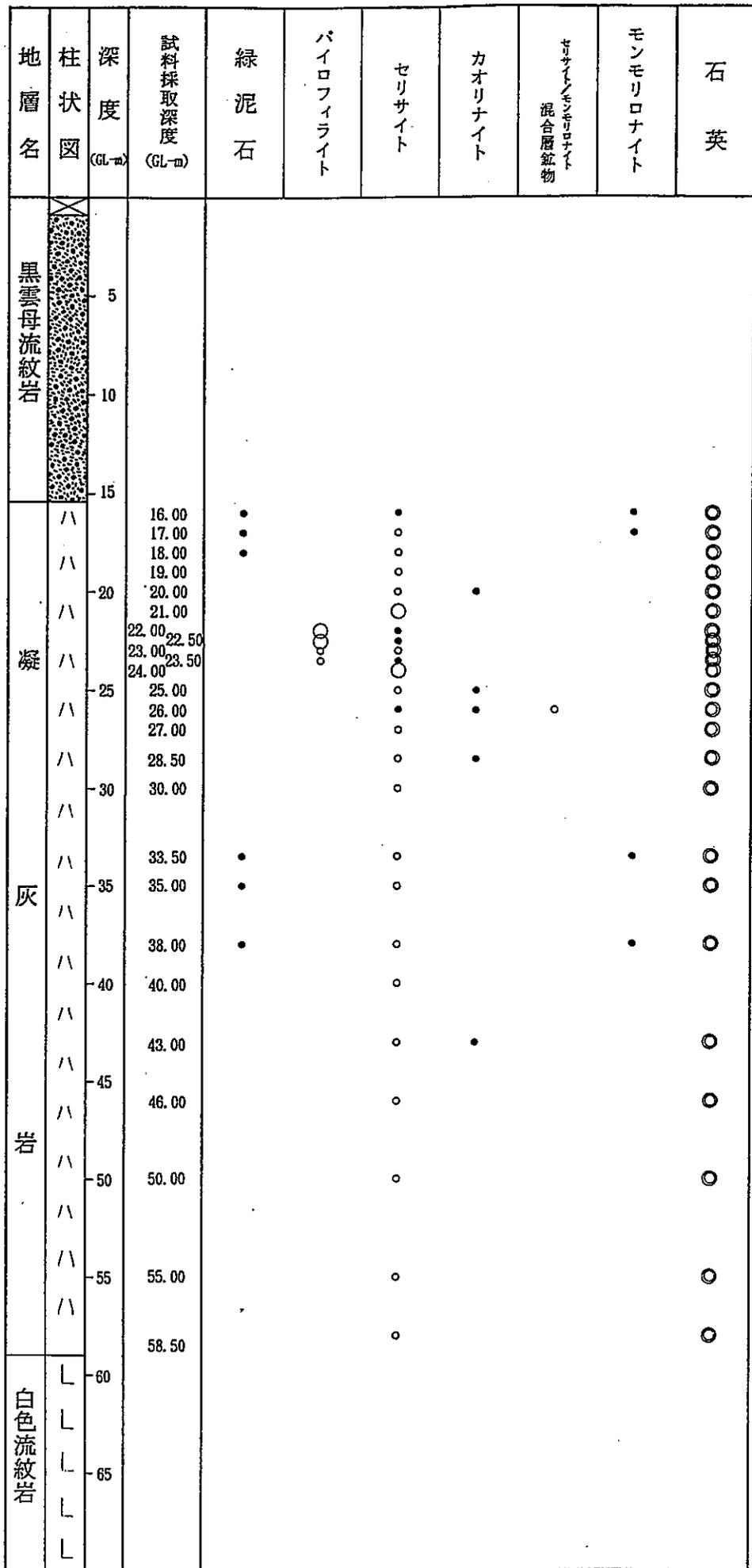
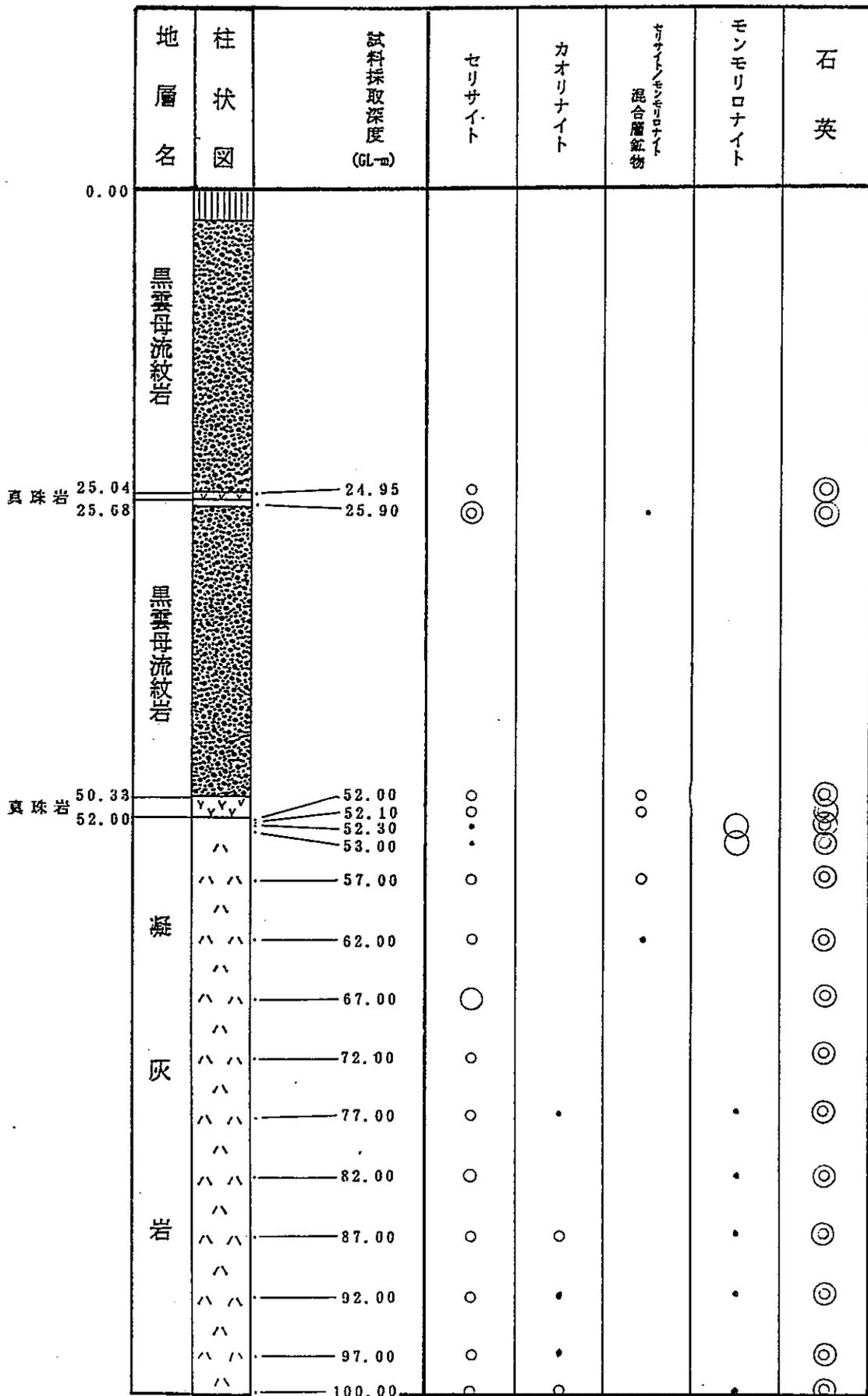


図-12 水沢化学工業(株)採掘場の試料採取位置



相対含有量：◎多量，○中量，◦少量，•微量

図-13 鉾山側掘削孔における変質鉱物分布 (MT-1)



相対含有量：◎多量，○中量，・少量，・微量

図-14 今年度掘削孔における変質鉱物分布 (MT-2)

表-8 変質鉱物と貫入面からの距離との関係

試料名及び 貫入面からの距離			鉱物名								
			モン モリ ロナ イト	石 英	α - リ ン ケ イ 石	α - ク リ ス ト バ ル 石	斜 ブ チ ロ ル 沸 石	カ リ 長 石	斜 長 石	普 通 輝 石	
試 料 No.	TR-2	貫 入 面 か ら の 距 離 (cm)	0	○	・		◎				
	TR-4		0	○	・	・		・			
	TR-1		5	○	・		◎				
	TR-7		40	○			○	・			
	TR-3		70	◎	・	・	○				
	TR-6		130	○	・						
	TR-5		240	○	・		○				
	TR-0		1000以上	○	・	・	○				
	凝灰岩		1000以上	○			○			・	
	粗粒玄武岩		—						○	○	○

注) 平面的な位置関係は図3-3を参照のこと。

4.2 変質鉱物分帯と変質帯形成史

当地域の地表と坑内の各変質分帯を南から北、すなわち黒雲母流紋岩の岩体の中心から周辺部の順にならべると、次の様になる。

- I. パイロフィライト帯
- ↓
- II. セリサイト帯
- ↓
- III. 高結晶度のモンモリロナイト帯
- ↓
- IV. セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物帯
- ↓
- V. 低結晶度のモンモリロナイト帯

上記の変質分帯を変質程度から判断すると、I帯からV帯までの分帯が一連の変質作用により形成されたとは考えにくく、I～III帯を形成した変質作用とIV～V帯を形成した変質作用とは区別されるべきものと考えられる。

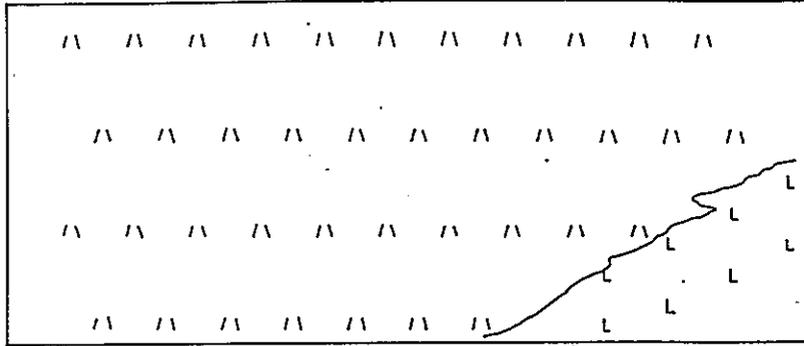
I～III帯は熱水変質作用により形成されたと考えられる。すなわち、黒雲母流紋岩に沿って酸性で高温の熱水が上昇してパイロフィライトが生成し、相対的に温度の低いところではセリサイトが生成した。さらに、この熱水が変質母岩中を浸透していく間に、その温度が低下するとともにpHもアルカリ性となり、高結晶度のモンモリロナイトを生成したと考えられる。このことは、前年度鉱山側で実施したボーリング内の変質鉱物分布からも裏付けられる。

一方、IV～V帯は、変質帯が黒雲母流紋岩を取り囲んで分布していることから、黒雲母流紋岩の熱による変質作用によって形成されたと考えられる。すなわち、黒雲母流紋岩に近く温度が高いところでは、少量のセリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物が生成し、さらに岩体から離れた温度が低いところでは、少量の低結晶度のモンモリロナイトが生成した。

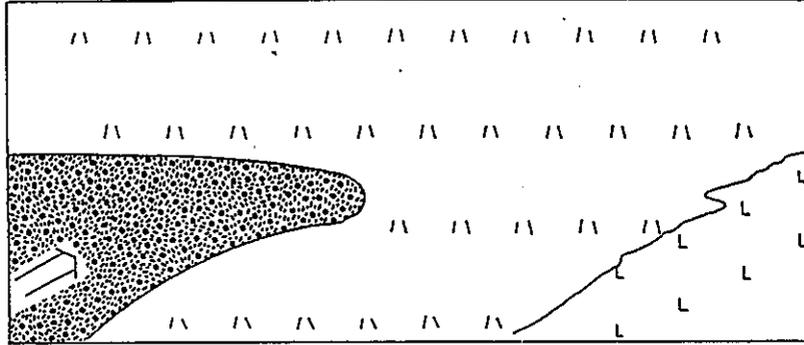
以上のことと層序、年代測定結果を総合すると変質帯の形成史は次のようにまとめることができる(図-15参照)。

- ①白色流紋岩の活動とそれに伴う凝灰岩の堆積
- ②黒雲母流紋岩の貫入
- ③黒雲母流紋岩の熱により、セリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物帯と低結晶度のモンモリロナイト帯の形成
- ④黒雲母流紋岩に沿った熱水の侵入

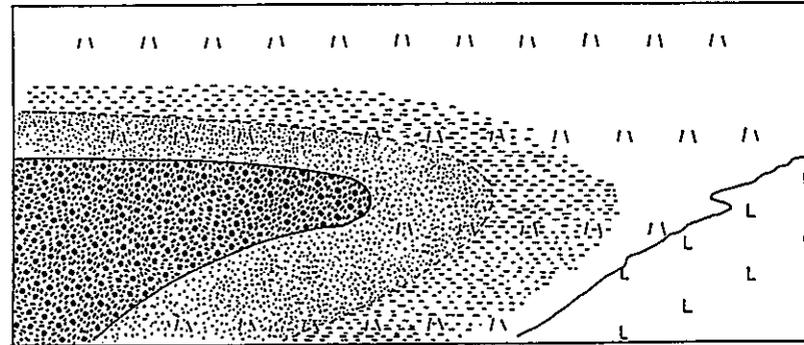
① 白色流紋岩の活動とそれに伴う凝灰岩の堆積



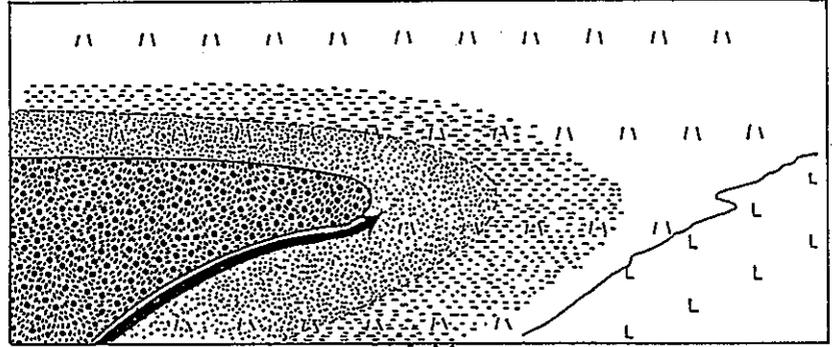
② 黒雲母流紋岩の貫入



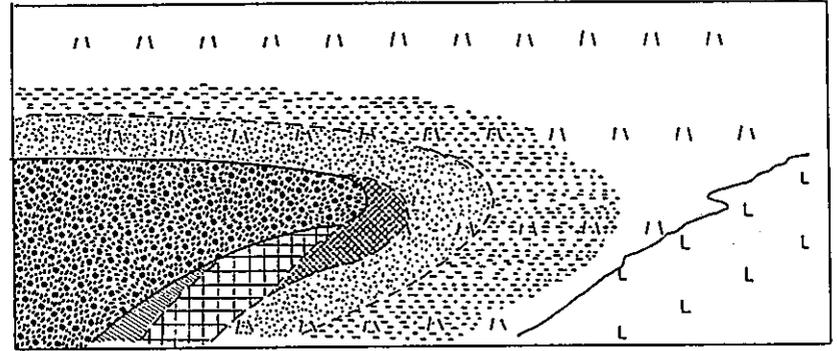
③ 黒雲母流紋岩の熱による変質鉱物分帯の形成



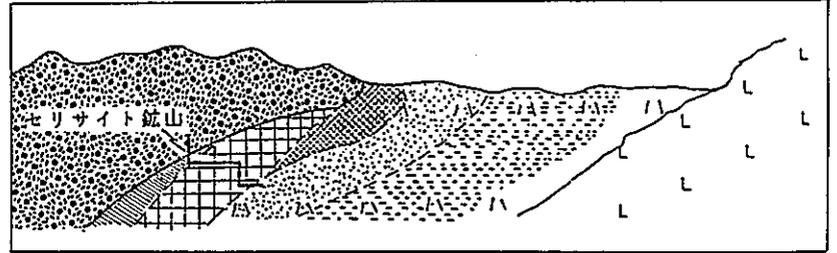
④ 黒雲母流紋岩に沿って酸性の熱水溶液が侵入



⑤ 熱水溶液による変質鉱物分帯の形成



⑥ 現在



- | | | | |
|--|------------------|--|--------------------|
| | 白色流紋岩 | | モンモリロナイト/セリサイト混合層帯 |
| | 凝灰岩 | | モンモリロナイト帯 [高結晶度] |
| | 黒雲母流紋岩 | | セリサイト帯 |
| | モンモリロナイト帯 [低結晶度] | | アノワライト帯 |

注) 縮尺は考慮されていない。

図-15 変質帯形成モデル

⑤熱水によるパイロフィライト帯，セリサイト帯，高結晶度のモンモリロナイト帯の形成

4.3 熱水の化学組成について

凝灰岩から生成した各変質岩中の化学分析結果のうち，含水比測定を実施した試料について，個々の値を総計 100%に換算しなおし，さらに，個々の値を一定体積あたりの重量 (g/100cm³) に換算し，最後に，この重量を酸化物から元素に換算したものを表-9に示し，この値と試料の関係を図-16に示す。

50-4-②からA-1-⑩までを熱水変質の領域，B-1-①から B-6までを熱変質の領域としてみると，

- ・熱水変質の領域では，黒雲母流紋岩に近い方がSi, Alに富む
- ・熱変質の領域では，黒雲母流紋岩から遠いほうがSi, Alに富む
- ・Mg, Ca, Naの量には顕著な変化を認められない

これらのことから，熱水はSi, Al に富み，火成活動末期のものであって海水的なものではないと考えられる。また，全試料を通じてMgの量に顕著な変化が認められないことから，Mgを基本構成要素とするフェリエライトのMgの起源は，熱水から付加されたものとは考えにくく，本来岩石中に含まれていたMgを取り込んだものと考えられる。

以上のことを総合すると，調査地域に侵入した熱水は，高温，酸性で，Si, Alに富む酸性火成活動末期のものであるとまとめることができる。

5. 問題点と今後の課題

現在までの調査によって，セリサイト鉱床及びその周辺の変質帯の成因等についてはかなり明らかにされたと考えられるが，変質帯及び貫入岩体の三次元的な分布状況は，地表資料及び限られた坑内資料に基づいているにすぎない。変質帯の生成について，詳細に調査・研究するためには，より正確な変質帯及び貫入岩体の三次元的な分布の把握が必要と判断される。このためには，地表，あるいは坑内からのボーリング調査をさらに実施することが不可欠である。

さらに，高結晶度のモンモリロナイト帯の生成後も黒雲母流紋岩体は，約 110万年間は 200℃以上の残熱を有していたと推定されるため，黒雲母流紋岩体に接している高結晶度のモンモリロナイト帯（生成温度は 200℃以下）が，生成後，加熱された可能性が高いと考えられる。したがって，今後高結晶度のモンモリロナイト帯が生成後，どのような温

表-9 各岩石試料中の主要元素の重量

(単位はg/100cm³)

試料	A-1-①	A-1-⑩	B-1-①	B-1-②	B-3	B-5	B-6	50-4-②
Si	45.153	40.097	39.568	44.559	50.639	48.710	47.124	58.229
Al	10.382	9.348	8.545	9.816	11.032	10.189	9.865	13.048
Fe ³⁺	1.684	1.738	2.075	1.969	2.084	1.132	1.172	0.714
Fe ²⁺	0.599	0.344	0.266	0.247	0.386	0.157	0.173	0.305
totFe	2.283	2.082	2.341	2.216	2.470	1.289	1.345	1.019
Mg	0.980	1.029	0.586	0.791	0.404	0.704	0.756	0.587
Ca	0.224	0.590	0.120	0.161	0.524	0.644	0.720	0.281
Na	0.711	0.174	0.876	0.639	2.490	1.461	1.464	0.107
K	2.534	2.309	3.549	3.997	4.887	5.178	4.825	5.296

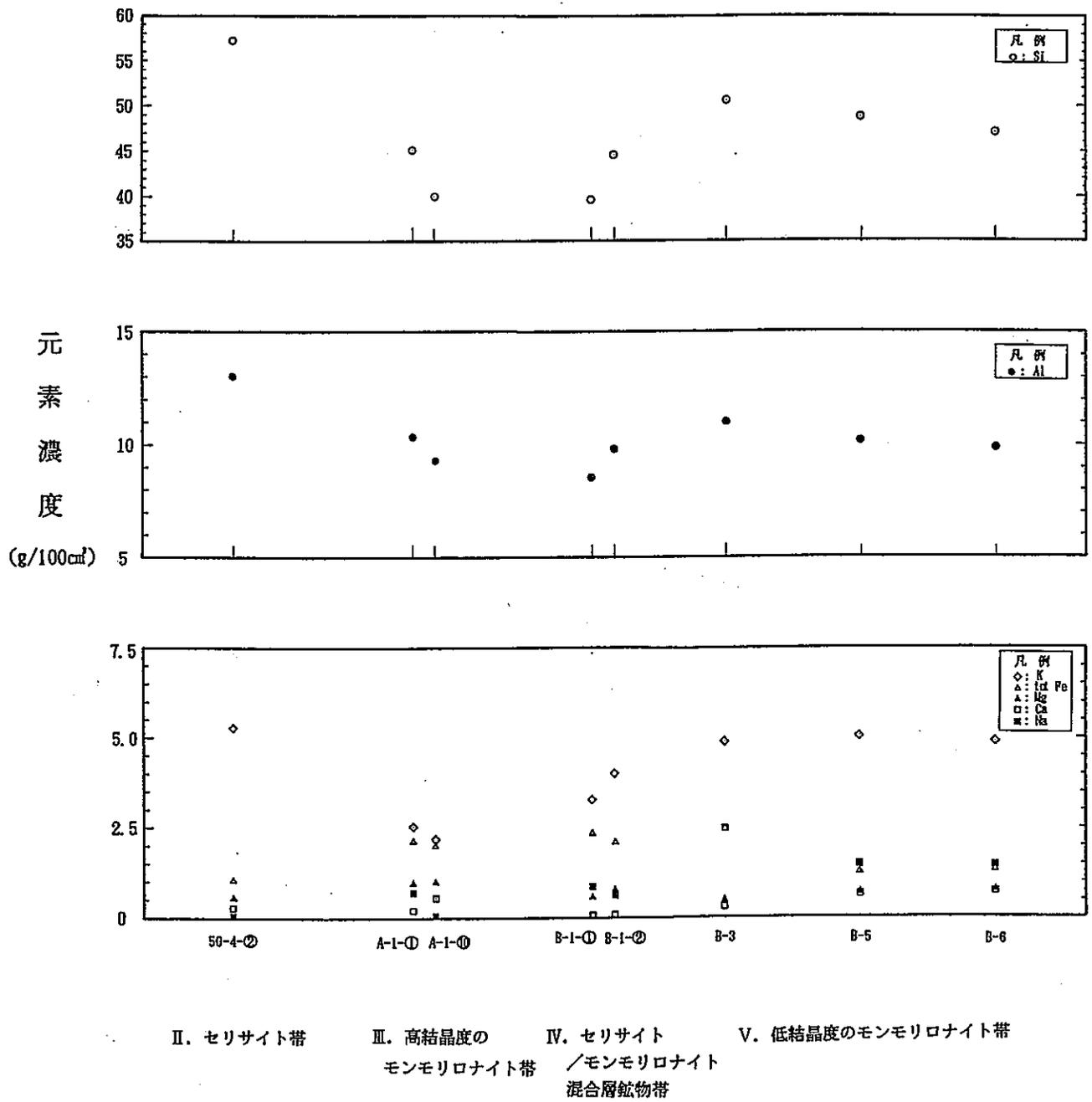


図-16 各試料における単位体積重量中の元素濃度

度履歴を有しているかを検討していく必要がある。

鶴岡地域の粗粒玄武岩の貫入に伴う変質の程度は、モンモリロナイトや石英等が生成される状況にあったと考えられ、変質の程度は低いと考えられる。また、貫入岩から遠く離れた凝灰岩中にもモンモリロナイト、石英および斜プチロル沸石が存在している。本地域では、規模の大きいむしろ貫入岩によってセリサイトやセリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物が生成されているような露頭を捜すべきであると考えられる。

島根県に点在する粘土鉱床については、今年度は現地調査を実施していない。文献上ではセリサイトやセリサイト／モンモリロナイト混合層鉱物は報告されていないが、モンモリロナイト生成後に貫入した貫入岩が存在する地域があり、今後詳細な現地調査を実施する必要があると考えられる。