

熊本県岳の湯地熱地帯の岩石の変質*

高島 勲**

Hydrothermal Rock Alteration in Takenoyu Geothermal Area, Kumamoto Prefecture, Japan

By

Isao TAKASHIMA

Abstract

The mineral paragenesis and the chemical compositions of altered rocks in the Takenoyu geothermal area are described. The results are as follows.

1) The alunite, kaolin and montmorillonite zones are zonally arranged from the center to margin. The altered zones distributed with close relation to fumaroles and faults (Fig. 1). The laumontite zone is distributed below 200 m in depth. It may be formed under the temperature condition higher than other three zones.

2) From the relation between temperature and the distribution of minerals in bore holes, cristobalite may change to quartz at 70–80°C in the montmorillonite zone (Fig. 4).

3) The chemical compositions of altered rocks are changed to a small extent throughout the altered zones, except few specimens. As Fig. 3 shows, there is a general trend that Al_2O_3 is slightly increased.

4) Stilbite which was described first from the geothermal area by TAKASHIMA and MAEDA (in press) is distributed in shallow parts of altered mass. The stilbite may be formed under temperature condition lower than that of heulandite as shown in Figs. 4 and 5. The rare occurrence of stilbite in the geothermal area may be interpreted by the hypothesis that it is formed only in very shallow part under the effect of high geothermal gradient and it is easily removed by erosion.

1. ま え が き

岳の湯地熱地帯は、熊本県の北東端、大分県との県境にあり、地熱発電の営業運転の行なわれている大岳から、約8 km 西方に位置している。ここでは、昭和26年以來、八幡製鉄（現新日本製鉄）、熊本県そして地質調査所によって、地質調査、物理探査、化学分析、試錐等地熱開発のための調査研究が行なわれている。

本報告は、これらの調査の一環として、岳の湯地区の変質帯の変質鉱物構成とその分布、変質岩の化学成分を記載し、他地域の研究成果との比較、検討を行なったものである。

2. 地 質 概 説

岳の湯地区の地質は、第四紀初頭の豊肥火山岩類と、

それを覆う九重火山岩類とからなっている。豊肥火山岩類は、この付近の基盤をなして広く分布し、主として輝石安山岩の熔岩からなり、ときとして凝灰角礫岩をはさんでいる。本岩類は、クラックの発達著しく、熱水の貯留層と考えられている。九重火山岩類は、この付近に広大な面積を占めて分布し、角閃石安山岩で特徴づけられている。本岩類は、大きな角閃石斑晶を持った凝灰角礫岩、火山角礫岩を主とし、これに湖成粘土層をはさんでおり、全般的に粘土化が著しいため、キャップロックの役割をはたしている。

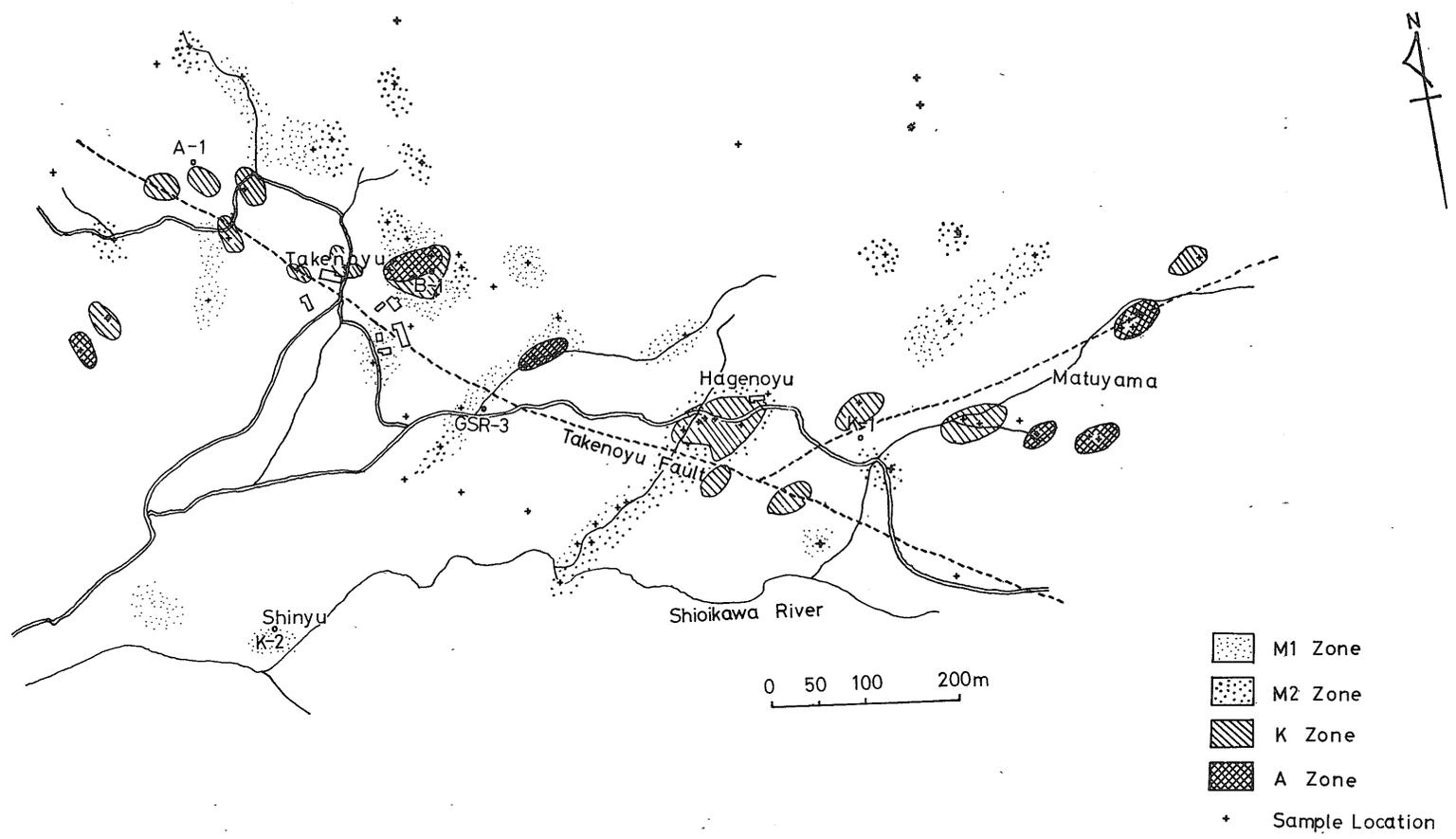
岳の湯の噴気帯を通して、岳の湯断層（太田他、1968）が西北西の方向にのびている。

3. 変質帯の分布

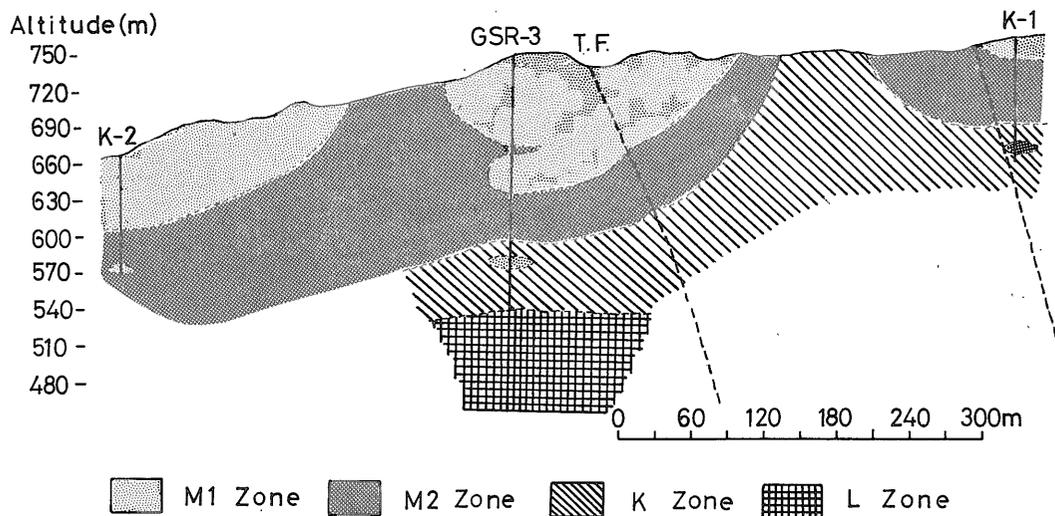
本地域の変質帯は、後述するように、その鉱物種から、モンモリロナイト帯（クリストバライトの有無によりさらに2分）、カオリン帯、明ばん石帯、濁沸石帯の5

* 1971年10月地学関係5学会連合学術大会で一部講演。

** 応用地質部



第 1 図 変 質 帯 分 布 図



第2図 変質帯断面図

帯にわけられる。これらの変質帯は、岳の湯断層に沿って、約 $800 \times 300\text{m}$ の広さを持っている (第1図)。地表での変質は、岳の湯断層の北側で著しい。そのほか、岳の湯断層に付随したとみられる、松山を通る断層沿いにも同様の強い変質がみられる。さらに、断層に沿う強変質部に斜行して、A-1, GSR-3, 峠の湯を通る、北東-南西方向のモンモリロナイト帯 (M2帯) や明ばん石帯のやや強い変質が雁行状に3本認められる。これは、地表の地質調査では明確につかめなかったが、岳の湯断層に付随する弱線を示したものと考えられる。

変質帯の地下での分布は、ボーリングのデータが少なく、明瞭ではないが、第2図にみられるように、峠の湯から松山にかけての、岳の湯断層の北側に強い変質がみられる。

4. 変質鉱物と分帯

本地域の変質鉱物を明らかにするために、地表約100個、300m (GSR-3) および100m (K-1, K-2) のボーリングから得られたコアおよびスライム約50個の試料について、X線回折による鉱物の同定と、一部の試料については、薄片による観察を行なった。X線回折は、大部分のものは全岩試料と水ヒによる定方位試料について行なったが、 9Å 付近にピークがみられ、沸石の存在が予想される試料については、重液による分離試料を追加した。これらの実験の結果、変質鉱物として、地表および地下浅所では、石英、クリストバライト、トリディマイト、明ばん石、カオリン、モンモリロナイト、輝沸石、

東沸石が、地下深所ではこれらに加えて、濁沸石、緑泥石が認められた。このほか、全体を通じて黄鉄鉱が生じており、一部には石こうと方解石が見られた。これら各鉱物の産状、特徴は次のとおりである。

石英 ほとんどすべての試料に見られる。薄片による観察では多くのものが不定形であり、熱水変質により2次的に生じたことを示している。

クリストバライト・トリディマイト クリストバライトはX線に 4.09Å のピークを持つ低温型で、地表および地下浅所に広く分布する。モンモリロナイトとはかなり深部 (GSR-3では110m) まで共生するが、カオリンとは地表部においてのみ共生が認められる。クリストバライトは原岩にも見られ、2次的に生成したものととの区別は明確ではない。トリディマイトはクリストバライトと同様の産状を示すが、その産出は少ない。

明ばん石 多くは肉眼的に最も粘土化の進んだ白色変質帯および現在の噴気活動の中心部にあり、その産出は地表近くに限られている。このことから、本鉱物は噴気活動と最も密接に関係していることが推定される。このほか、現在では表土におおわれて変質のあまり明瞭でないところにも認められる。

カオリン 明ばん石と共生するものもあるが、多くはその周辺と地下200mぐらいまでの間に分布する。モンモリロナイトとも共生し、かなり広い生成条件を持つものと推定される。

モンモリロナイト 弱変質帯の主要鉱物として、変質帯の周辺部に広く分布する。未変質の岩石には、風化に

第1表 変質鉱物共生表

	Montmorillonite Zone		Kaolin Zone	Laumontite Zone	Alunite Zone
	1	2			
Quartz					
Cristobalite					
Tridymite					
Kaolin					
Montmorillonite					
Chlorite					
Heulandite					
Stilbite					
Laumontite					
Calcite					
Alunite					
Gypsum					
Pyrite					

よるモンモリロナイト化はみられないので、その境は明確に決定され得る。

緑泥石 分布は200 m以深に限られており、濁沸石と共生する。本鉱物は試料数が少ないため、その分布は明確ではない。

沸石類 沸石としては、濁沸石、輝沸石、東沸石の3種が認められる。濁沸石は、深度200 m以深、温度170℃以上のところにのみ見られる。輝沸石と東沸石は、地表および地下浅所に生じており、主として、モンモリロナイト、一部はカオリンと共生する。地表では、共生鉱物、変質帯ともほとんど同じところに産出するが、地下では輝沸石の方が、深部に認められる。

その他の鉱物 黄鉄鉱は、全体を通じて多産する。石こうは、カオリンと共生するものが少数見られた。方解石は地下150～300 mのところに脈状に産するが、本鉱物の多産するところでは濁沸石は認められない。

上記の変質鉱物にもとづいて、本地域の変質帯を濁沸石帯、明ばん石帯、カオリン帯、モンモリロナイト帯(クリストパライトの有無によりさらに2分した)にわけた。各帯の鉱物共生を第1表に示す。このほかに、化学分析の結果から、ケイ酸の残留帯が小部分に認められた。

これらの各変質帯の表わす物理化学的な意味ははまだ明確にされていないが、その鉱物組成を規定する要素としては、(1)温度、(2)圧力、(3)原岩の化学組成と組織、(4)熱水およびガスの化学成分、(5)熱水のpH、(6)熱水の流量、(7)反応時間、などが考えられる。これら多数の要素の組合せの結果として生ずる変質帯を十分説明すること

は困難であり、これまでの研究でも、室内での合成実験の結果を参考として、これらの要素のうちのいくつかに重点を置いて変質帯の解釈がなされてきた。たとえば、ケイ酸の残留帯は熱水のpHと流量の影響が最も強くあらわれた変質帯であり、濁沸石帯は温度の影響をかなり強く反映した変質帯と考えられる。このように、変質帯の形成にはいろいろな要素が組み合わさっているが、本地域の変質帯は、角(1968)が述べたと同様に、地表および地下浅所におけるモンモリロナイト帯—カオリン帯—明ばん石帯は主として熱水のpHの変化に伴った系列であろう。このほか、地下200 m以深に濁沸石帯が設定される。濁沸石は、合成実験(Liou, 1971 a)の結果を参照すれば、モンモリロナイト帯あるいは一部カオリン帯に生じている輝沸石や東沸石よりは高温で安定である。したがって、濁沸石帯は、モンモリロナイト帯やカオリン帯よりは高温を表わす変質帯といえよう。

5. 変質岩の化学成分

地表の試料17個について、蛍光X線による化学分析を行ない、その結果を第2表に示した。測定したのはSiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃ (全鉄)、CaO、K₂O、TiO₂ の6成分である。測定は服部(1971)の熔融法によって作られたガラス円板について行なった。使用した装置は、フィリップスのPW1220型である。

今回の分析では、計数誤差は1%以内、分析値の知られている試料についての測定結果との比較では最大±2%の差におさまっており、蛍光X線による分析値を変質帯の岩石の成分移動等の議論に使用することは十分可能

第2表 変質岩の化学組成

Sample No.	Alteration	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	TiO ₂
1306	A	39.08	30.69	1.38	0.02	3.59	2.87
1312	K	66.73	24.21	0.77	0.08	2.32	1.09
1315	M2	59.86	22.41	5.25	1.00	0.84	0.68
1337	M2	64.43	22.33	4.46	3.02	0.38	1.06
1340	M2	62.44	22.84	5.83	1.42	0.21	0.75
1343	Q	90.70	1.64	5.01	0.22	0.09	0.08
1348	未変質	61.82	18.05	6.41	3.94	2.24	0.78
1357	A	61.91	21.11	0.73	0.25	4.35	2.87
1361	M1	57.39	20.35	9.17	1.28	1.75	1.12
1364	K	57.15	23.61	11.23	1.14	1.11	1.65
1365	M2	52.01	26.10	12.75	1.52	0.14	1.51
1368	K	59.57	20.91	9.57	1.39	2.27	1.30
1371	K	57.67	28.18	7.67	0.09	0.02	1.20
1374	K	58.47	23.94	8.76	1.56	0.91	1.46
1378	K	67.50	20.51	3.00	0.74	3.07	1.04
1380	M1	78.57	13.52	3.12	2.02	0.05	0.56
1389	M2	62.13	20.97	7.08	1.38	2.17	1.06

上にプロットしたのが、第3図であるこの図で、小坂(1968)は、熱水が強酸性、中性に近い酸性、中性、アルカリ性になるに従って、変質岩の化学成分が矢印I、II a、II b、IIIの方向に変化するとしている。しかし、本地域の変質岩は、ケイ質岩と一部の含明ばん石岩をのぞいては、どの変質帯の岩石も化学成分の変化は著しくなく、全体的にわずかなAl₂O₃の富化が認められる。この変化の方向は、小坂(1968)によって示された、弱酸性あるいは中性の熱水との反応により対応している。

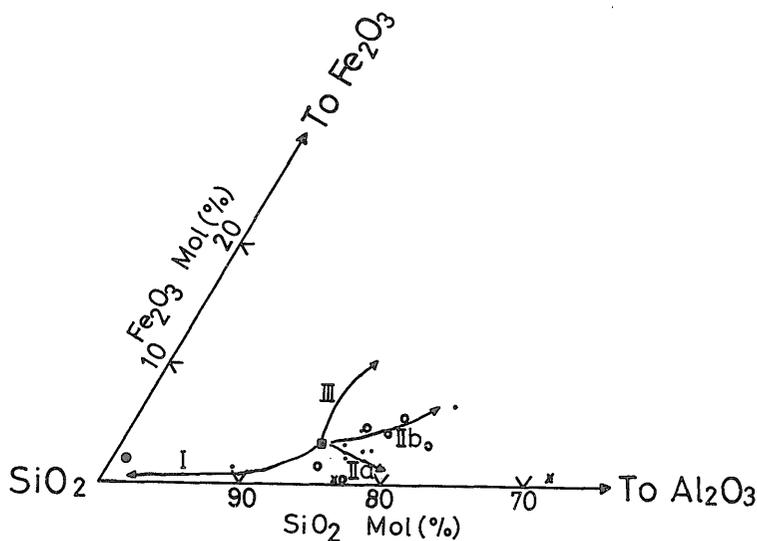
6. 他地域との比較と考察

変質鉱物の特徴について、地質条件がほとんど同じで、よく研究の進められている大岳地区(山崎・林, 1969)および、酸性の変質として知られている松川(SUMI, 1968)との比較をおもに、検討を行なった。

岳の湯の変質帯では、クリストバライトの分布に著しい特徴が見られる。クリストバライトは断層あるいは弱線と推定される線に沿ってほとんど認められず、ここではケイ酸鉱物としては、石英のみが生じている。これは、山崎・林(1969)が大岳の変質帯について述べているように、温度上昇によるクリストバライトの消失を示すものであろう。クリストバライトは、弱線に沿って上昇してきた熱のため、石英に転移したものと考えられ

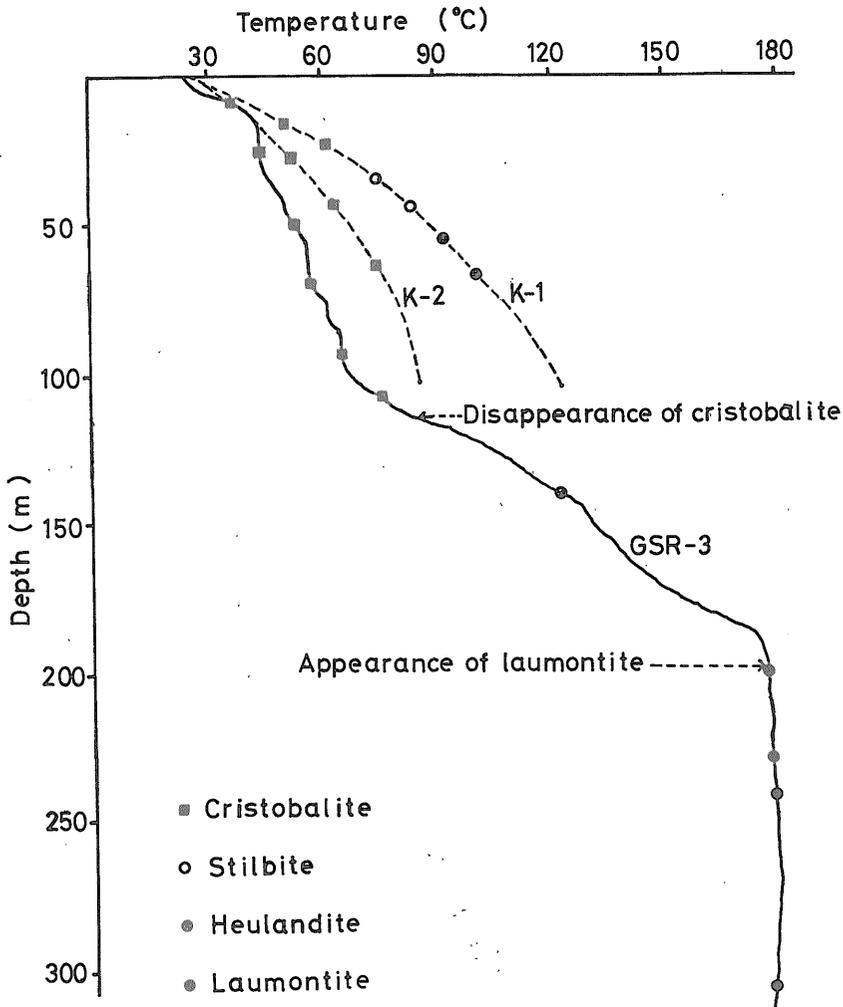
であると考えられる。

得られた分析値を SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃ ダイアグラム



■ 1 ● 2 × 3 ○ 4 ・ 5
 1: 未変質岩 2: ケイ酸残留帯 3: 明ばん石帯 4: カオリン帯 5: モンモロロナイト帯
 矢印は、小坂(1968)の研究にもとづいて、異なる pH 溶液下での変質岩の成分変化の傾向を表わす。ここで、I, II a, II b, IIIはそれぞれ、酸性、中性に近い酸性、中性、アルカリ性を示す。

第3図 変質岩の SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃ ダイアグラム



第4図 ボーリングの孔内温度と変質鉱物の分布

る。ボーリングのデータ注1)では、K-1の100mの孔底温度が123°Cで20m、K-2の100mの孔底温度が84°Cで60~70m、そして、GSR-3では、第4図の孔内温度に見られるように、110m付近で80°Cのところに、クリストバライトの消失が認められる注2)。このように、3本のボーリングのクリストバライトの消失温度がよく一致することから、岳の湯でのクリストバライト-石英の転移温度は、70-80°Cと推定される。

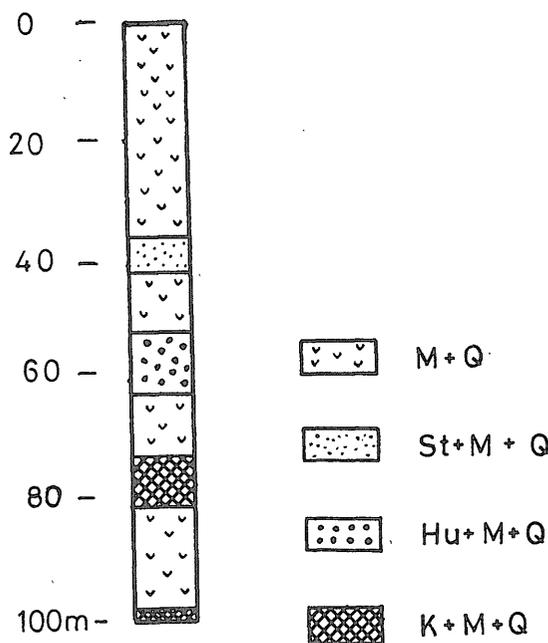
岳の湯の地表および地下浅所の変質帯には、輝沸石、東沸石が認められる。このうち、東沸石は地熱地帯では

初めての産出例である注3)。この東沸石は、高いSiO₂の含量で特徴づけられ、原岩中の火山ガラスや斑晶を置き換えている(TAKASHIMA and MAEDA, in press)。東沸石と輝沸石は、弱変成岩中にも生じており(島津他, 1971, CROOKS, 1963)、これらの産出例から、原田(1968)は、両鉱物の安定関係について論じ、輝沸石が東沸石より高温で安定であり、東沸石を含む変成岩は、最低度の変成帯に位置づけられるとしている。また、島津他(1971)は、丹沢の変成岩地域で、東沸石、輝沸石、濁沸石などの沸石類の産出を報告し、その他の変成鉱物の共生状態を加えて、丹沢の変成帯が高い地温勾配によって形成さ

注1) ボーリングのデータは熊本県(1969)による。

注2) K-1, K-2については、孔底温度しか得られなかったので、第4図に示した温度曲線は、仮想的に描いたものである。

注3) NABOKO(1970)はPauzhetkaの地熱変質帯で、東沸石の産出を報告しているが、その詳細は記載されていない。



M: モンモロロナイト St: 東沸石 Hu: 輝沸石
K: カオリン Q: 石英

第5図 K-1 ボーリングの変質鉱物柱状図

れたのではなかろうかと述べている。岳の湯では、東沸石、輝沸石は、第5図の変質鉱物柱状図に示すとおり、深部に輝沸石が生じており、原田(1968)の結論に調理的である。これらの産状から、岳の湯においては、この2鉱物に濁沸石を加えて、東沸石—輝沸石—濁沸石という、低温から高温へ向かう変質相系列になっていることが考えられる。

地熱地帯でも、輝沸石—濁沸石という系列はWairakei (STEINER, 1953; COOMBS et al., 1959) などで見られるが、東沸石—輝沸石—濁沸石という系列はこれまでに報告されていない。これは、地熱地帯の高い温度勾配のもとで、東沸石の生成が地表付近のせまい範囲にかぎられ、さらに、変質による粘土化のため、容易に削はくされてしまうためかもしれない。したがって、東沸石のみられる、岳の湯の地熱変質帯は、変質帯形成後あまり削はくされていない、なまの変質帯を示すものとも考えられ、削はくの少ないことから、比較的若い地熱地帯であるのかもしれない。

岳の湯の変質の特徴の一つとして、ワイラカイト、パイロフィライトのような、より高温で生成すると考えられる鉱物が生じていないことがある。たとえば、ワイラカイトは、鬼首 (SEKI et al., 1969) では、70—80°C、大岳 (山崎・林, 1969) でも、浅いところでは、170 m の

ところに生じており、この地点の温度もそう高いものとは考えられない。これに対して岳の湯では、ワイラカイトより低温で安定とされている濁沸石 (LIU, 1971b) ですら、170°C以下では生じていない。一般に、自然の変質帯では室内実験による鉱物合成の温度より低温で鉱物が生成することが多いといわれている。しかし、ワイラカイトの合成実験での最低生成温度は、COOMBS et al. (1959) によるものが220°C、HARADA and TOMITA (1967) によるものが250°Cであり、鬼首などで観測された孔内温度よりもかなり高温となっている。したがって、これらの地域のワイラカイトは、残存鉱物と考えるのが妥当のように思われる注4)。

8. まとめ

1) 地表では、変質帯は、噴気を中心から周辺に向かって、明ばん石帯—カオリン帯—モンモロロナイト帯という配列を示している。この分布は、断層と密接な関係を持っている。このほかに、地下200m以深に、やや高温で生成されたと思われる濁沸石帯が認められる。

2) モンモロロナイト帯中のクリストパライト消失帯 (M2帯) は、温度上昇によるクリストパライトから石英への転移によって生じたものと考えられる。この転移温度は、ボーリングの孔内温度のデータより、70—80°Cと推定される。本変質帯は、地表での地熱探査上、有力な指針となる。

3) 変質岩中の化学成分の変化は、小坂(1968)によって示された $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ダイアグラム上の3成分でみるかぎり、一部のものを除いて、著しくないが、一般的に Al_2O_3 がわずかに富化される傾向にある。

4) すでに報告したように (TAKASHIMA and MAEDA, in press), 地熱地帯としてははじめての東沸石が認められた。東沸石は、最低温度の変質帯に生じており、これより高温のところには、輝沸石、濁沸石がみられる。したがって、東沸石—輝沸石—濁沸石という変質相系列の存在が予想される。岳の湯以外の地熱変質帯に東沸石が見られない理由として、高い温度勾配によって、生成されるのが地表付近の浅い部分に限られ、削はくにより、容易に失われることが考えられる。したがって、東沸石が存在することは、変質帯がほとんど削はくされず、なまのまま残っていることを示しているのかもしれない。

9. 謝辞

この研究を進めるにあたって、現地での調査について

注4) この点について、関(1966)は、水蒸気圧と全圧との関係から、その分布を説明している。

て、熊本県企業局の北里昭氏に、いろいろの便宜をはかっていただいた。また、報告書のとりまとめについて本所の角清愛技官には、多くの助言を受け、蛍光X線分析に関しては、本所の服部仁技官の指導を受けた。

以上の方々に対し深謝の意を表する。

文 献

- COOMBS, D. S., A. J. ELLIS, W. FYFE and A. M. TAYLOR (1959): The Zeolite Facies, with Comments on the Interpretation of Hydrothermal Synthesis. *Geochim. Cosmoch. Acta*, vol. 17, p. 53-107.
- CROOK, K. A. W. (1963): Burial Metamorphic Rocks from Fiji. *N. Z. Jour. Geol. Geophys.*, vol. 6, p. 691-704.
- 原田一夫 (1968) : 沸石相一とくに地層の埋没深度による分帯に関して一. *地質雑*, vol. 74, p. 239-244.
- HARADA, K. and TOMITA, K. (1967): A Sodian Stilbite from Onigajo, Mie Prefecture, Japan, with Some Experimental Studies concerning the Conversion of Stilbite to Wairakite at Low Water-vapor Pressure., *Am. Min.*, vol. 52, p. 1438-1450.
- 服部 仁 (1971) : 蛍光X線分析法による岩石中の珪酸塩定量用のガラス円板試料調整法. *地調月報*, vol. 22, p. 103-116.
- 熊本県 (1969) : 岳の湯地区地熱基礎調査報告書. 熊本県企業局.
- LIU, J. G. (1971a): Stilbite-Laumontite Equilibrium. *Contr. Mineral. Petro.*, vol. 31, p. 171-177.
- (1971b): P-T Stabilities of Laumontite, Wairakite, Lawsonite, and Related Minerals in the System $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Jour. Petrol.*, vol. 12, p. 379-411.
- NABOKO, S. I. (1970): Facies of Hydrothermally Altered Rocks of Kamchatka-Kurile Volcanic Arc., *Pacific Geology*, vol. 2, p. 23-27.
- 太田良平・松野久也・西村嘉四郎 (1968) : 熊本県岳の湯および大分県大岳付近地質調査報告. *地調月報*, vol. 19, p. 49-54.
- 小坂丈予 (1968) : 火山温泉地域における岩石の変質現象について. *地熱*, no. 17, p. 65-79.
- 関陽太郎 (1966) : 地熱地帯の岩石の変質. *岩鉱*, vol. 55, p. 212-219.
- SEKI, Y., ONUKI, H., OKUMURA, K. and TAKASHIMA, I. (1969): Zeolite Distribution in the Katayama Geothermal Area, Onikobe, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geograph.*, vol. 40, p. 63-79.
- 島津光夫・田淵章敬・楠田隆 (1971) : 丹沢山地東北部の変成作用. *地質雑*, vol. 77, p. 701-722.
- STEINER, A. (1953): Hydrothermal Rock Alteration at Wairakei, New Zealand. *Econ. Geol.*, vol. 48, p. 1-13.
- 角 清愛 (1968) : 活地熱地帯の熱水変質. グリーンタフ地域の変質, p. 35-46.
- SUMI, K. (1968): Hydrothermal Rock Alteration of the Matsukawa Geothermal Area, Northeast Japan. *Geol. Surv. Japan Rep.*, no. 224, 42 p.
- TAKASHIMA, I. and MAEDA, K. (in press): Stilbite from Takenoyu Geothermal Area, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Japan. *Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*
- 山崎達雄・林正雄 (1969) : 大岳地熱地域の変質帯. 九大生産科学研究報告, no. 49, p. 1-10.