

## 中国西南部三江造山帯における地熱地帯及び温泉型金鉱床の 地質と地化学的特徴

王 平安<sup>1</sup>

Pin'an WANG (2001) Geology and geochemistry of geothermal fields and hot-spring type gold deposits in Sanjiang orogen, southwestern China. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 52 (8), p. 327-345. 13 figs, 6 tables.

**Abstract:** Sanjiang orogen is a NS-trending collisional orogenic belt between Indian plate and Yangtze block of the South China plate, and also an important metallogenetic belt in southwestern China. The collision process between Eurasia plate and Indian plate started from Mesozoic times, which resulted in strong and frequent magmatic activities then after. After Cenozoic, the stronger and more frequent tectono-magmatism and volcanic eruptions provided fracture spaces and plenty of heat sources for epithermal activity in this area.

As an active geothermal field, the Rehai geothermal field situates in the southern part of the Sanjiang orogen, and is composed of two sub-scale geothermal fields—the Huanggua-qing-Liuhuang-tang in northeast and Reshui-tang in southwest. Rocks that outcrop in this geothermal field are mainly late Cretaceous granitoids with minor late Tertiary and Quaternary volcanics, sandstone and conglomerate. Strong volcanisms in Pliocene to Pleistocene were recognized and early Pleistocene dacite and andesitic terrestrial volcanics distribute in the Huanggua-qing-Liuhuang-tang geothermal field (i.e. Rehai geothermal field in narrow sense). 62 hot spring groups occur along a NS-striking main fault in the Rehai geothermal field. Hydrochemical types of the spring water are mainly Na-Cl-HCO<sub>3</sub> and Na-HCO<sub>3</sub>-Cl types; secondly Na-SO<sub>4</sub> type, Na-Cl type, Ca-Na-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> type and Mg-Ca-HCO<sub>3</sub> type. Temperature of spring water on the surface is 24~102°C, and pH value is 2~9.8. Geothermometers of SiO<sub>2</sub>, Na/K, Na-K-Ca, and Na-K-Ca-Mg, of the hot spring waters in the Rehai geothermal field, were used to evaluate the reservoir temperature, which yielded results of >270~100°C from below 600 m to the surface. The hydrothermal alteration and gold mineralization process are still going on in that area, and the Lianghe gold deposit was formed between the Zao-tang River and the Xiao-shui River in Liuhuang-tang-Huanggua-qing geothermal area in the northeast sector of the geothermal field. This deposit is about 6 km<sup>2</sup> in area, with several kinds of spring sinter, hydrothermal alteration and breccia, and is one of the most recently formed hot spring-type gold deposits in China.

Spring sinters are of mainly silica sinter, with limited travertine, efflorescence, flower of sulfur (sublimation sulfur) and gypsum sinter. Silica sinter is composed mainly of chalcedony and opal with minor pyrite, marcasite, coffinite and pitchblende. Gold content is 0.08~0.4 g/t in present silica sinter, and 0.1~0.8 g/t in fossil silica sinter.

Pyritization, silicification, argillic alteration, propylitization, sericitization, alunization, zeolitization and adularization are the major hydrothermal alteration types in the geothermal field and the Lianghe Au deposit where acid leaching alteration is widely developed. The alteration-mineralization zoning from central part outward across a fault or fracture is as follows: strong silicified gold-bearing quartz zone → silicified-argillic altered zone → argillic altered zone → propylitization zone. Kaolinite, alunite, smectite, illite and dickite were formed by argillic alteration in acid leaching process. Very well-ordered kaolinite in the Rehai geothermal field is found to be the best-ordered in China up to now, which has an Hc value of 1.67. Layered silica caps, fine quartz

<sup>1</sup> 東京大学工学部学振研究員 (JSPS Fellow, Department of Geosystem Engineering, Graduate School of Engineering, The University of Tokyo. 1-1-3 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo, 113-8656 Japan)  
Permanent address: Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, 11 Minzuxueyuan Nanlu, Haidian District, Beijing, 100081 China

Keywords: hot spring, gold deposits, geothermal field, silica sinter, Rehai, Liang-he, Sanjiang orogen, China

veins and stock work veins penetrating into acid leaching zone, are main appearances of Au mineralization.

Gold ore bodies occur in NS-striking altered fracture zone as steeply dipping veins and complex veins accompanied by hydrothermal breccia. Ores are banded, lamellar, brecciform, and cellular in structure, and are composed of pyrite and marcasite as major metal minerals, and arsenopyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite, stibnite, and native gold as minor metal minerals. Gangue minerals are quartz, chalcedony, opal, jasper, with minor kaolinite, alunite, illite, smectite, sericite, fluorite, and calcite.

Au content in hot spring water, surface sinter, bottom sinter, acid leaching zone, and stockwork quartz veins, is 0.01~0.16 ppb, 0.001~0.63 ppm, 0.004~0.17 ppm, 0.001~0.73 ppm, and 0.003~4.65 ppm, respectively. Ag content in silica cap reaches 0.001~54.5 ppm. Based on the average of Au and Ag content, Au/Ag ratio is always less than 0.1 (1 : 10~1 : 19).  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ , and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  values of hot spring waters in the Tengchong-Lianghe area are  $-12.3\text{‰}$ ~ $-5.1\text{‰}$ ,  $-68.9\text{‰}$ ~ $-55.7\text{‰}$ , and  $-5.2\text{‰}$ ~ $-1.6\text{‰}$ , respectively.  $\delta^{34}\text{S}$  values of hot spring water, native sulfur, and sulfides such as pyrite, are mainly  $-2\text{‰}$ ~ $+2\text{‰}$ . Liquid composition of fluid inclusions in quartz from breccia of Liuhuangtang area is  $\text{H}_2\text{O}$  72%,  $\text{H}_2\text{S}$  28%; vapor composition is  $\text{CO}_2$  67.1%,  $\text{H}_2\text{S}$  12.6%, and  $\text{H}_2$  20.3%.

The  $\delta^{18}\text{O}$  values for quartz from quartz veins in the Lianghe gold deposit are between 5.0‰ and 8.8‰ (averaged 7.3‰ for 10 samples), and 2.3‰~12.4‰ (averaged 7.6‰ for 6 samples) for silicified Pliocene sandstone (whole rock).

Soil and rock geochemical investigation results suggest a tendency of high concentration or anomalies of Bi, Li, Rb, As, Sb, Hg, and Sn in or near hot spring areas, and Mn, Ni, Co, Pb, and Zn around or out of hot spring areas.

## 1. ま え が き

雲南省西部に位置する熱海 (Re-hai) 地熱地帯は、中国大陸における著名な現世の地熱地帯である。新生代の大陸地殻圧縮帯に位置する。この地熱地帯の地質と温泉水については多くの研究報告がある (Liao *et al.*, 1981; Shen *et al.*, 1982; Tong *et al.*, 1989; Liao *et al.*, 1991; Zheng *et al.*, 1991; Guo and Yin, 1990; Zhu, 1992)。両河 (Liang-he) 金鉱床は、「中国核工業部雲南地質調査隊」によって、1987年に熱海地熱地帯で発見された (Zhuo 1991; Hou and Guo, 1991; Zhu and Yu, 1992)。熱海地熱地帯における金の分布特徴は、過嶺類らによって特に詳細に研究された (Guo and Zhu, 1994)。両河金鉱床については、佐藤ほか (1997) が既に邦文誌に紹介している、筆者はこれまでの研究成果に基づいて、両河温泉型金鉱床を含む熱海地熱地帯全体の地質的および地球化学的特徴について紹介する。

## 2. 三江造山帯の地質構造及び鉱化作用の広域的特徴

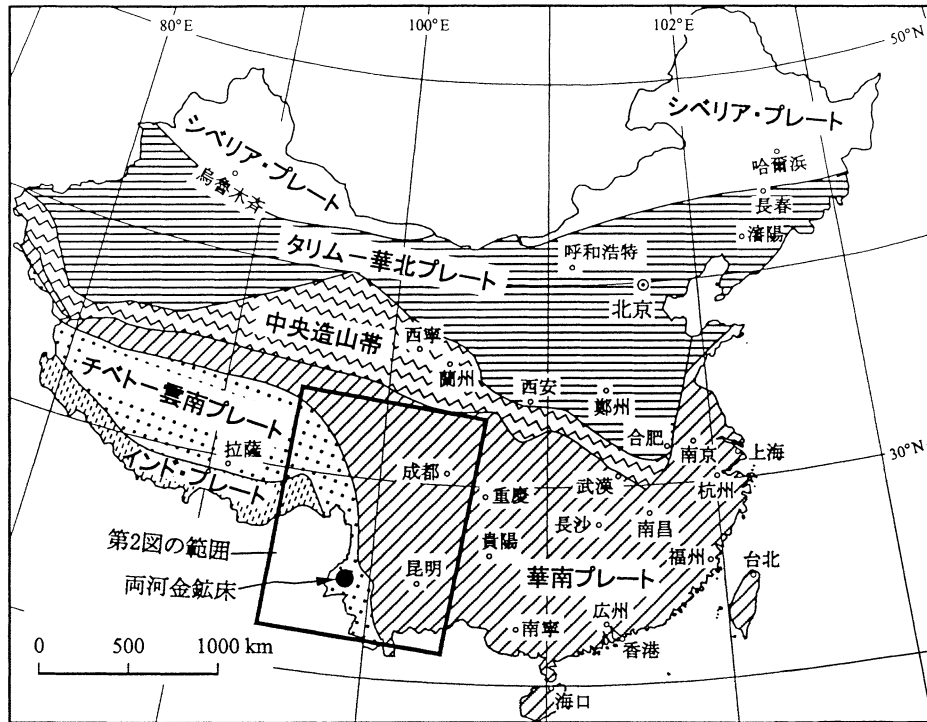
### 2.1 広域地質構造

三江 (San-jiang) 造山帯は、中国大陸西南部に位置する新生代の造山帯であり、インド・プレートとユーラシア・プレートの衝突によって形成された、ほぼ南北走向の構造-マグマ活動帯である (第1, 2図)。「三江」とは、怒江 (Nu-jiang River) - タンルウィン川 (Salween River), 瀾滄江 (Lang-cang River) - メコン川 (Mekong River) 及び金沙江 (Jinsha-jiang River, 長江上流の重要な支流の一つ) の3つの河川を指す。

三江造山帯は、揚子陸塊とその周縁相、トランスフォーム構造帯、そしてインド・プレート周縁相によって構成される (第2図)。揚子陸塊周縁相は、松潘 (Songpan) - 甘孜 (Gar-ze) と塩源 (Yan-yuan) - 麗江 (Lijiang) と二つの堆積盆地を含む。トランスフォーム構造帯は、インドシナ亜サイクルの理塘 (Li-tang) - 甘孜 (Gar-ze) 海溝-島弧盆地褶曲帯、パリスカン-インドシナ亜サイクルの金沙江海溝-島弧褶曲帯、パリスカン-インドシナ亜サイクルの墨江 (Mo-jiang) 海溝-島弧褶曲帯、昌都 (Chang-du) - 思茅 (Si-mao) 中間地塊、及び瀾滄江双断層帯を含む。インド・プレート周縁相は、然烏 (Ran-wu) - 保山 (Bao-shan) 及び、察隅 (Za-yu) - 騰冲 (Teng-chong) の比較的に大きい2地塊、そして察隅と高黎貢山 (Gaoligong-shan) の2ナップ変成帯 (metamorphic nappe terrane) を含む。また著名な怒江断層がその東部を走る (Chen *et al.*, 1991)。両河金鉱床もインド・プレート周縁相に産出する。

三江造山帯は、片岩、片麻岩、ミグマタイト、角閃岩、珪質頁岩、大理岩などからなる原生代堆積岩と変成岩類; 石炭紀の弱変成の砂岩、粘板岩、炭質泥岩、及び泥岩、新第三紀の碎屑性堆積岩と塩基性火山岩などから構成される。第四系は、粗粒の碎屑性堆積岩、及び中性-塩基性火山岩からなる (第3図)。広域的には、原生代広域変成岩類と、これに貫入する中生代燕山期花崗岩類とがこの地域の基盤を構成していると思われる。

花崗岩類は燕山期とヒマラヤ期の2時期に大別される (第3図)。Rb-Sr法とK-Ar法による放射性年代は梁河花崗岩の165 Maを除き128~41 Maを示す。梁河花崗岩の示す年代は、インドシナ期の存在の可能性を暗示



第1図 中国西南部における三江造山帯及び両河金鉱床の位置。

Fig. 1 Locations of the Sanjiang orogen and the Lianghe gold deposit in southwestern China.

している。燕山期に属するものは、騰冲県の古永 (Guyong) (84~78 Ma), 大ドン厂 (Dadong-chang) (127 Ma), 甲骨山 (Jiagu-shan) (112 Ma), 鉄窩山 (Tieyao-shan) (120 Ma), メン連 (Meng-lian) (115~90 Ma), 明光 (Ming-guang) (143 Ma), 東河 (Dong-he) (128 Ma), 及び梁河県の梁河プルトンである (Lu *et al.*, 1993). 騰冲 (Teng-chong)-梁河 (Liang-he) 地域には石英閃緑岩から花崗岩に至る深成岩類がストック状に分布する。ヒマラヤ期のプルトンに属するのは、騰冲の来利山 (Laili-shan) (60~41 Ma) と新チイ (Xin-qi) (53 Ma) である。

当地域ではユーラシア・プレートとインド・プレートとの衝突が構造-火成作用の発生を誘発しているが、断層はNS, NE, NW, とE-W方向に大別出来る。その中のいくつかの断層構造帯は、現在まで活動を続けている。この地域の構造運動は新生代で著しく、第四紀には全標高差が360~410 mに達する3段階の河岸段丘(河岸段II-IV階)を形成した。特に、断層とマグマ活動が、浅熱水循環系に必要な裂れ目と豊富な熱源を提供した。また、亜熱帯性気候が、熱水循環系に十分な天水を提供した。

## 2.2 三江造山帯の鉱化作用の広域的特徴

### 2.2.1 三江造山帯の鉱床生成地帯区分

李永森ら (Li *et al.*, 1986) は三江造山帯を三つの鉱床生成地帯、すなわち西部のチベット・波密 (Bo-mi)-

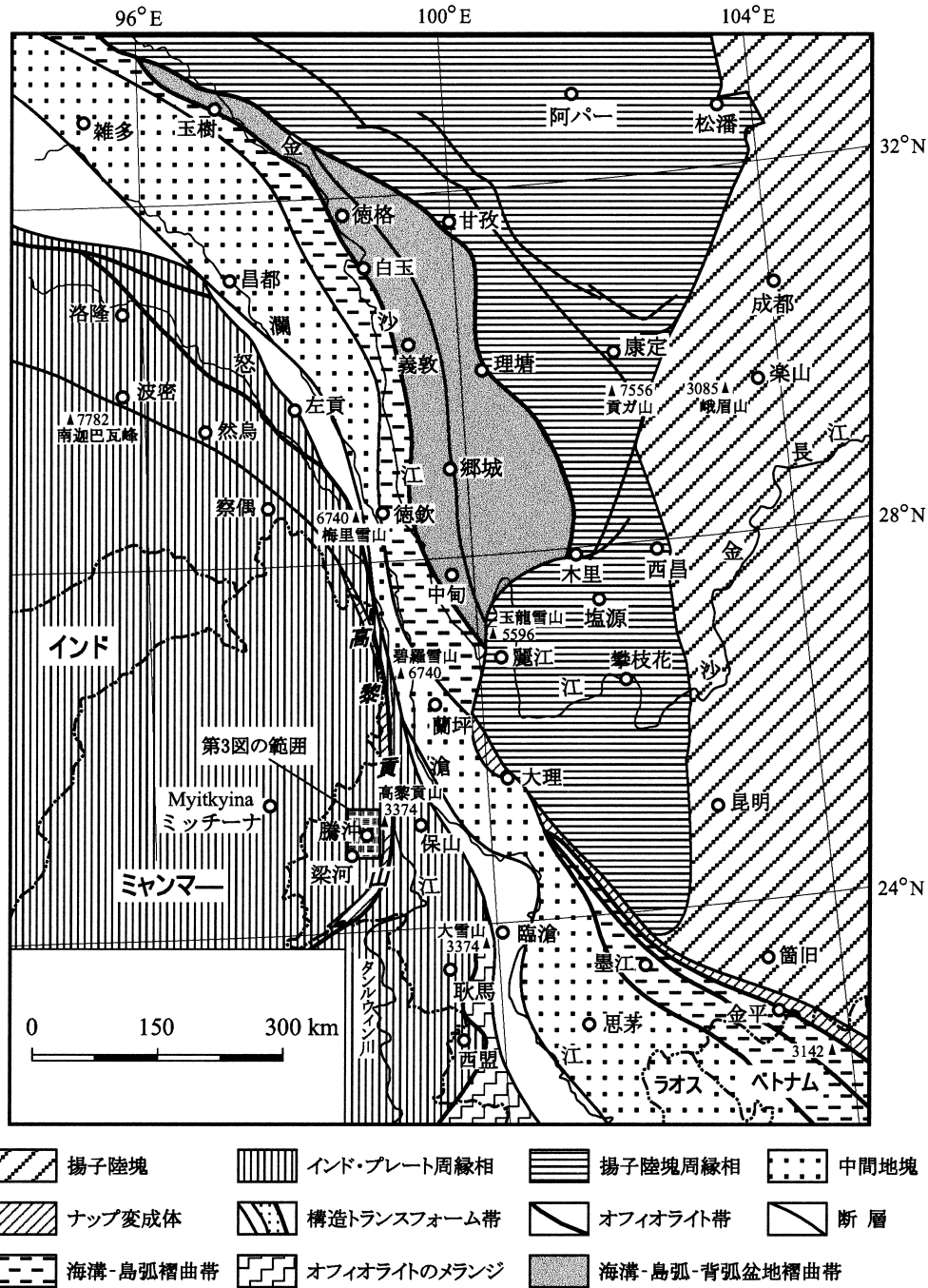
雲南・耿馬 (Geng-ma) 鉱床生成地帯、中部の三江鉱床生成地帯、東部の玉樹 (Yu-shu)-義敦 (Yi-dun) 鉱床生成地帯に区分した。

波密-耿馬鉱床生成地帯は、西はミャンマー国境に達し、怒江-昌寧 (Chang-ning) 縫合帯を含む。これはインド・プラットフォームの北縁部分、古生代地向斜帯とテチス (Tethys) 中生代地向斜帯の南縁部分から構成される。その地体構造はテチス海-ヒマラヤ山構造地域に属する。この鉱床生成地帯は、東南アジア錫鉱床生成地帯の北方延長部に相当するため、三江地域においても錫鉱床が最も卓越するが、Pb, Zn, Ag, Hg, Be, Nb (Ta) などの鉱物も重要な産物である。鉱床の種類は、火山性熱水層状鉱床、火山堆積性鉱床、スカルン鉱床、グライゼン型鉱床、及び熱水性鉱脈鉱床などである。その中で、インドシナ亜サイクル期における呷村 (Ga-cun) 式 (黒鉱型鉱床) は、最も有望である。1987年両河金鉱床がこの鉱床生成地帯の南端に発見され、火山地熱活動に伴う浅熱水性金鉱床の潜在の可能性が示された。

### 2.2.2 三江造山帯の亜級鉱化帯区分

陳炳蔚ら (Chen *et al.*, 1991) は、三江地域を12の亜級鉱化帯に分けた。波密-耿馬鉱床生成地帯は、さらに波密-騰冲稀金属・多金属亜級鉱化帯と、保山 (Baoshan)-耿馬 Pb-Zn-Hg-Sb 亜級鉱化帯に区分された。

波密-騰冲亜級鉱化帯は、三江地域における花崗岩貫入活動と関連する Sn-W-Li-Nb-Ta-Cu-Pb-Fe, 雲母など

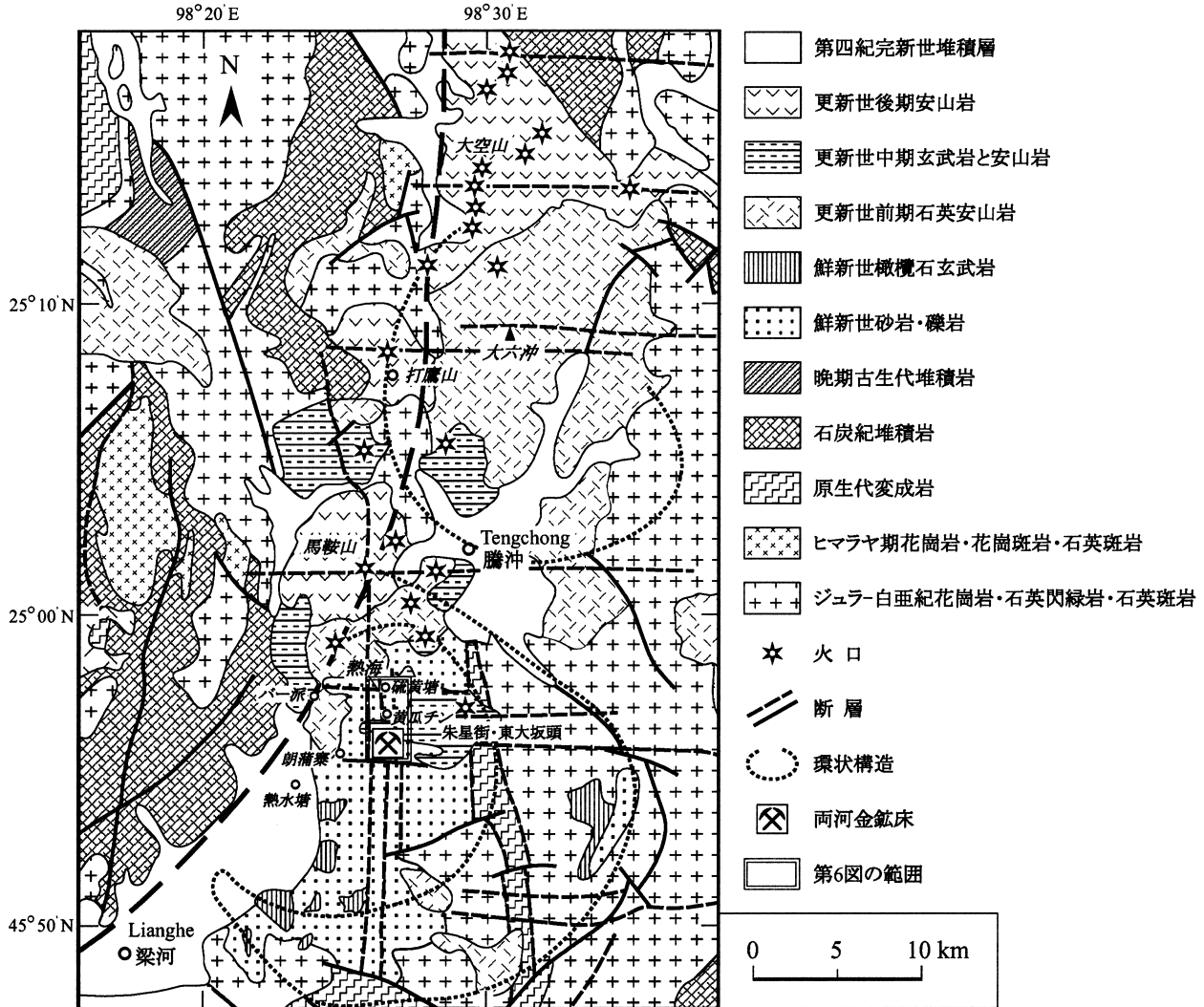


第2図 三江造山帯の構造区分図 (revised from Zheng *et al.*, 1991).  
 Fig. 2 Tectonic demarcation of the Sanjiang orogen in southwestern China (revised from Zheng *et al.*, 1991).

の産出によって特徴づけられる。この亜級鉍化帯は、以下の4地域から構成される。

- (1) 西部のペグマタイト脈型鉍床はLi-Be-Nb-Ta鉍化作用を伴い、東方へ向けて錫石石英脈型鉍床に変化する。
- (2) 中部のグライゼン型W-Sn鉍床は花崗岩の周縁部に発達し、母岩との接触帯において部分的にはスカルン型Pb-Zn-Cu鉍床を生じている。この鉍化作用は主に燕山期に属すると思われる。ヒマラヤ期においては塩基

性～酸性及びアルカリ岩系のマグマの貫入と噴火があり、同時にCu-Pb-Zn-Ta-Beの鉍化作用が生じた。騰冲付近には、多数の火山地形が残っている(第3図)。また、隴川江(Longchuan-jiang)、古永の二つの花崗岩体周辺地域には、金鉍微地と砂金鉍微地がいくつか知られており、または、馬鞍山(Ma'an-shan)花崗岩体の川砂重鉍物中からは、自然金も発見された。これらの事実はこの亜級鉍化帯における金鉍化作用の重要性を示唆する。



第3図 広域的な地質構造と新生代火口の分布 (revised from Zhuo, 1991).

Fig. 3 Sketch map showing regional geology, structure and distribution of Cenozoic volcanic craters in the Tengchong-Lianghe area (revised from Zhuo, 1991).

(3) 東部には、花崗岩と関連するスカルン型の W-Sn-Fe-Cu-Pb-Zn 鉱床が発達する。

(4) 最東部は高黎貢山変成帯であり、混成岩化作用が強く、深部相が露出している。ペグマタイト脈が発達し、雲母、Nb (Ta) 鉱物、及び緑柱石鉱物を伴う。

### 3. 熱海地熱地帯と両河温泉型金鉱床

波密-耿馬鉱床生成地帯は豊富な地熱資源を有している。新生代の火山活動によって、騰沖-梁河地域に熱海で代表される地熱地帯を形成した。両河温泉型金鉱床は、この活地熱地帯に位置し、雲南省西部の騰沖県と梁河県の両県にまたがっている (第3, 4図)。

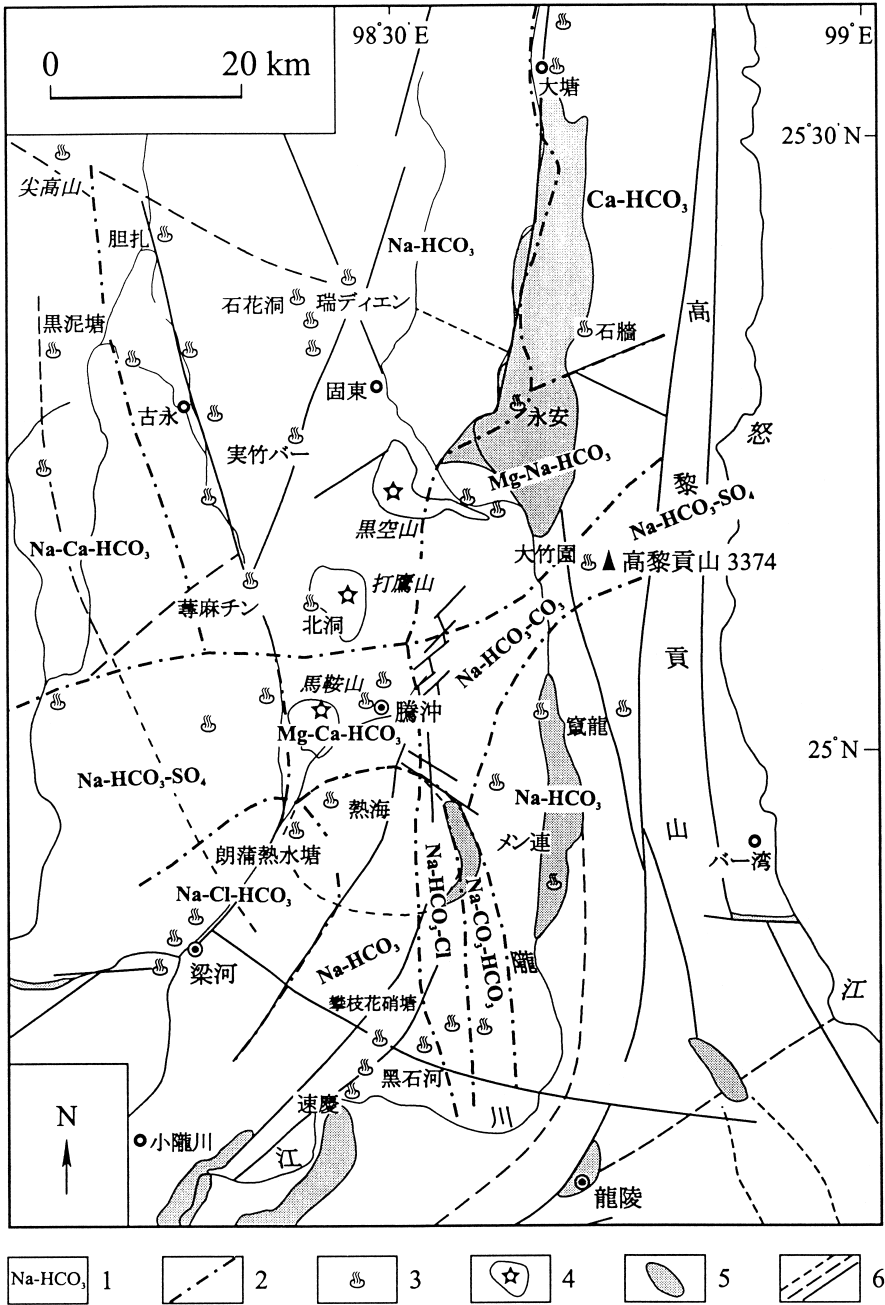
両河金鉱床の鉱化作用は一組の南北方向の断層によって規制された熱水系に関連して生成した。この地域には熱水角礫岩、珪華、熱水変質岩、シリカキャップ、及び粘土化作用、プロピライト作用などの典型的な温泉変質

作用が認められる。また Hg, Sb, As などの浅熱水性元素の地化学異常も報告されている (Zheng *et al.*, 1991; Zhuo, 1991; Yao, 1991)。

#### 3.1 熱海地熱地帯の地質概況

熱海地熱地帯は、一般に騰沖県の硫黄塘 (Liuhuang-tang)-黄瓜チン (Huanggua-qing) を中心とする第4図の中ほどの範囲であるが、朗蒲・熱水塘 (Lang-pu Reshui-tang) をその中に含める研究者もいる (Zheng *et al.*, 1991)。この地熱地帯は楕円形の環状構造の中に位置する。楕円の長軸はほぼ東西方向で、長さが約 18 km であり、短軸は南北方向で、長さが約 14 km である。その面積は、約 200 km<sup>2</sup> である。環状構造内には、原生代変成岩と古生代堆積岩、さらに白亜紀花崗岩が露出している (第3, 4図)。

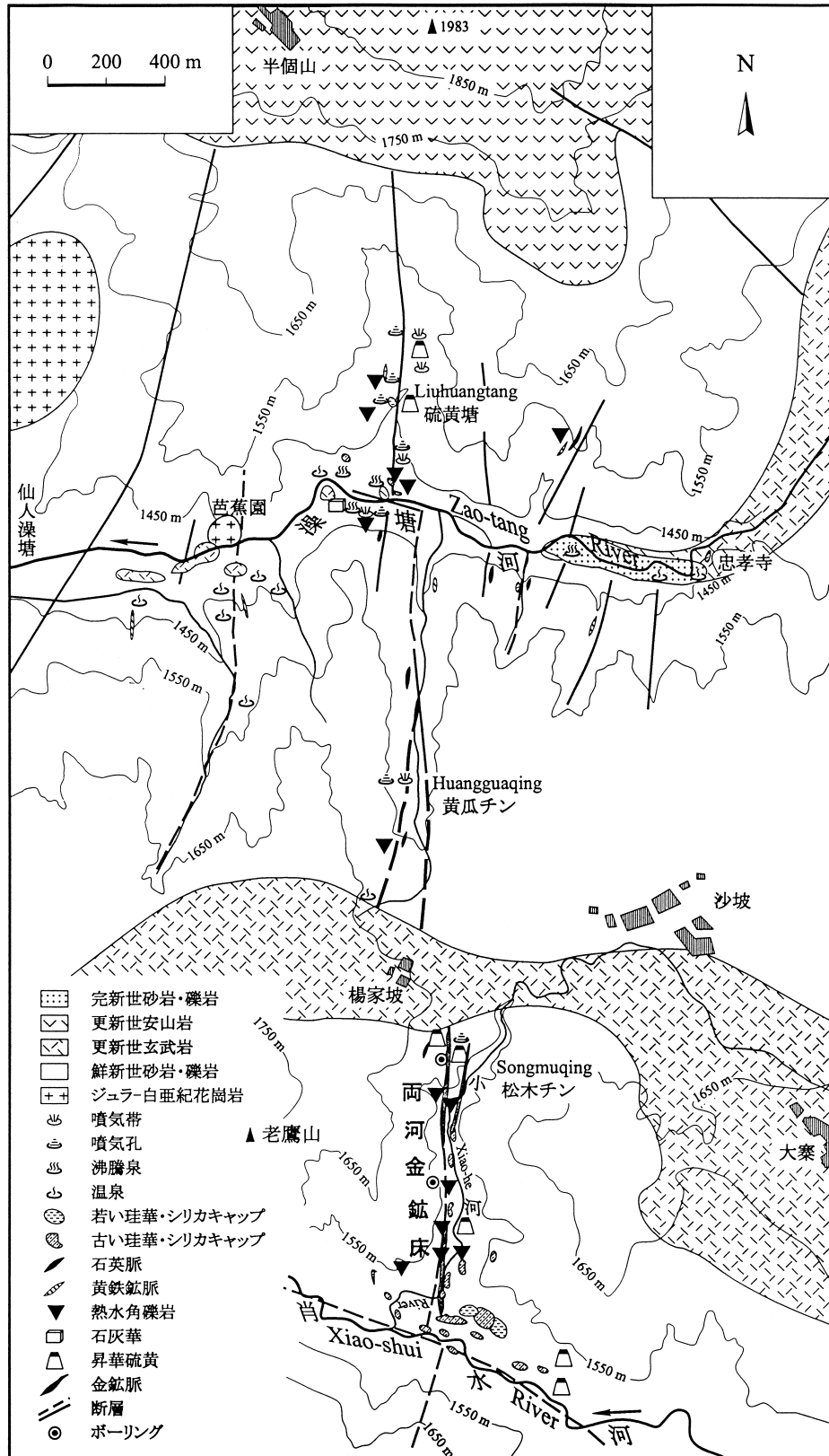
火山岩類としては東部に若干の鮮新世玄武岩がある。



第4図 雲南騰冲地域温泉の水化学類型の分布図 (Guo and Yin, 1990).  
 1: 温泉の水化学類型, 2: 温泉水化学類型の分布界線, 3: 温泉, 4: 新生代晩期火山, 5: 新生代の沈積盆地, 6: 断層.  
 Fig. 4 Distribution map of the different chemical types of hot spring water in the Tengchong area, Yunnan Province (revised from Guo and Yin, 1990).  
 1: chemical type of hot spring water, 2: demarcation line of chemical types of hot spring water, 3: hot spring, 4: Late Cenozoic volcano, 5: Cenozoic sedimentary basin, 6: faults.

西部には更新世前期の石英安山岩と安山岩が広く分布し、新第三紀鮮新世の粗面玄武岩が少量分布する。「朱星街・東大坂頭」(Zhuxing-jie Dongdaban-tou) 付近には更新世中期の玄武岩がある(第2図)。鄭(Zheng)ら(1991)は、これらを基にしてこの環状構造が火山構造ではなく、早期更新世の鐘状貫入岩の貫入によって造られたと推論した。地震資料から環状構造の下部には、面積がほぼ 200 km<sup>2</sup> 及び無地震区が得られている。このことから、この鐘状貫入岩はまだ完全に冷却しておらず局部的にはメルト状態の可能性があり、大量な Cl を含む超臨界流体が裂隙に沿って上昇し、地下水と混合して Na-HCO<sub>3</sub>-Cl 型の熱水を形成していると推測されてい

る。熱海地熱地帯は、熱水塘と硫黄塘の二つの温泉群からなっている。二つは共通の溶岩型(magma type)熱源を持っているが、各自に独立した熱水系を形成している。地熱地帯は北東方向の地域断層による規制を受けると共に、南北方向の断裂系の規制も受ける。熱海地熱地帯の熱水貯留岩は、白亜紀晩期の花崗岩(68.8Ma)であるが、帽岩は存在しない。この花崗岩は、地表では地熱地帯の北部だけに露出する。これはヒマラヤ期に属する第三紀中新世の年代を有し、花崗岩質の砂岩、礫岩及び粘土岩からなる地層(厚さは20~100m)によって覆われる。その上位には、水平に近い第四紀更新世前期の安山岩が見られる。黄瓜チンと硫黄塘両地域



第5図 両河金鉱床の地質図 (Li *et al.*, 1986 ; Liao *et al.*, 1991 ; Zhuo, 1991 ; Yao 1991 ; Hou and Guo, 1991 ; Guo and Zhu, 1994).

Fig. 5 Geologic map of the Lianghe gold deposit (revised from : Li *et al.*, 1986 ; Liao *et al.*, 1991 ; Zhuo, 1991 ; Yao 1991 ; Hou and Guo, 1991 ; Guo and Zhu, 1994).

に見られる、強烈に変質した花崗岩巨礫は、熱水角礫岩の一部と推定される。澡塘河 (Zao-tang River) と肖水河 (Xiao-shui River) の河谷に沿って、更新世中期の玄武岩と安山岩が分布しているが、これらは、地熱地帯東部の朱星街・東大坂頭における火山溢出の溶岩流が、河谷に沿って流れて形成したものである。また、地熱地帯には、局部的に露出した河湖成砂礫岩と、少量の完新世の堆積物がある。熱水の  $\text{SiO}_2$  (伝導冷却)、 $\text{Na}/\text{K}$ 、 $\text{Na-K-Ca}$ 、 $\text{Na-K-Ca-Mg}$  地化学温度計によると、地熱地帯の浅層においては、貯留層の平衡温度が  $100\sim 200^\circ\text{C}$  (平均温度  $170^\circ\text{C}$ )、 $300\sim 600\text{ m}$  においては  $230\sim 240^\circ\text{C}$ 、 $600\text{ m}$  以下の深層水においては、 $275^\circ\text{C}$  である (Tong *et al.*, 1989; Liao *et al.*, 1991)。

### 3.2 温泉

熱海地熱地帯には、断層構造に沿って 62 箇所の温泉群が分布している (Hou and Guo, 1991)。それぞれの温泉群は数十から数百の大小の泉源を持っている。それらの熱水活動の様式は多様であるが、以下に述べるように温泉水の温度が高く、流量が大きく、強度の熱水変質を伴うなどの特徴がある。熱海温泉群 (硫黄塘-黄瓜チン温泉群) はこの地域における有名な温泉群であり、騰冲県城から西南へ  $13\text{ km}$  ( $24^\circ 57.5' \text{ N}$ ,  $98^\circ 26.5' \text{ E}$ )、山岳地帯の第三紀断層盆地に位置する。中華民国初年である 1912 年時点で、硫黄塘と澡塘河の周辺は、「一弘 (Yi-hong) 熱海」と呼ばれており、この地域の温泉群も「熱海地熱地帯」と呼ばれるようになった (Liao *et al.*, 1991)。熱海地熱地帯は、東の忠孝寺 (Zhongxiao-si) から西の仙人澡塘 (Xianren-zaotang) まで、南の松木チン (Songmuqing) から北の半個山 (Ban'ge-shan) までをさし、全体の分布面積は約  $8.5\text{ km}^2$  である (第 3, 4, 5 図)。

この地熱地帯における温泉は、南北方向に近い硫黄塘-黄瓜チン断層帯に沿って発達し、断層帯から東西に離れるにしたがい、泉温が低下する。温泉は、低温泉、沸騰泉、噴泉、噴気帯及び噴気孔など、数多くの様式を示している。噴気は主に  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、及び  $\text{H}_2\text{S}$  であるが、少量の  $\text{CH}_4$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{H}$ 、 $\text{NH}_4$ 、 $\text{F}$ 、 $\text{Cl}$  なども含んでいる。湧出地点における温泉水の温度は  $24\sim 102^\circ\text{C}$  である。その内訳は、 $40^\circ\text{C}$  以下の温泉が 29.9%、 $40\sim 60^\circ\text{C}$  が 37.7%、 $60\sim 80^\circ\text{C}$  が 18.2%、 $80^\circ\text{C}$  以上の沸騰泉が 14.3% である。湧出地点における温泉水の pH は、 $2\sim 9.8$  の間にあり、酸性泉 (pH=2~6) とアルカリ性泉 (pH=8~9.8) に分けることができる。

熱海地熱地帯の温泉水は、主要溶存イオン組成に基づいて  $\text{Na-Cl-HCO}_3$  型、 $\text{Na-HCO}_3\text{-Cl}$  型、 $\text{Na-SO}_4$  型、及び  $\text{Na-Cl}$  型と  $\text{Na-Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$  型 (冷泉) に分類できる (Liao *et al.*, 1981; Liao *et al.*, 1991; Zhuo 1991; Hou and Guo, 1991)。一方、過ら (Guo and Yin, 1990) によれば、騰冲-梁河地域 (約  $7,200\text{ km}^2$ ) 内の温泉は、大部分

が、 $\text{Na-HCO}_3$  型の水であるが、水の  $\text{Na}$  と  $\text{HCO}_3$  の含有量および、 $\text{Na}$  と  $\text{SiO}_2$  の含有量に基づいて、 $\text{Na-HCO}_3$  型の水を 4 グループに分けることができる (第 4, 6 図; 第 1 表)。第 1 と第 4 のグループの主要溶存成分は、 $\text{Na}$ 、 $\text{H}$  及び  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  である。化学熱力学計算によれば、これらは曹長石が  $\text{CO}_2$  を豊富に含む  $60^\circ\text{C}$  の熱水中に溶解して生じた産物として説明できる。第 2 のグループは、第 1 のグループよりも高い  $\text{Ca}$  の量を含んでいるが、これは斜長石が  $\text{CO}_2$  を豊富に含む  $100^\circ\text{C}$  程度の熱水中に溶解した産物として説明できる。第 3 のグループは、比較的に多量の  $\text{Na}$ 、 $\text{K}$  と  $\text{Ca}$  を含む。これらの成分は下位の母岩から溶出したものと考えられ、熱水は比較的高い温度下での熱水変質作用の進行に伴って生じたことを示している。一方、熱海と朗浦・熱水塘の温泉水の化学類型は、主に  $\text{Na-Cl-HCO}_3$  型と  $\text{Na-HCO}_3\text{-Cl}$  型である。熱海地熱地帯北部地域の温泉水の化学類型は、主に  $\text{Mg-Ca-HCO}_3$  型 (馬鞍山など) と  $\text{Na-HCO}_3\text{-CO}_3$  型 (騰冲県城付近) である。

### 3.3 温泉沈澱物 (Sinters)

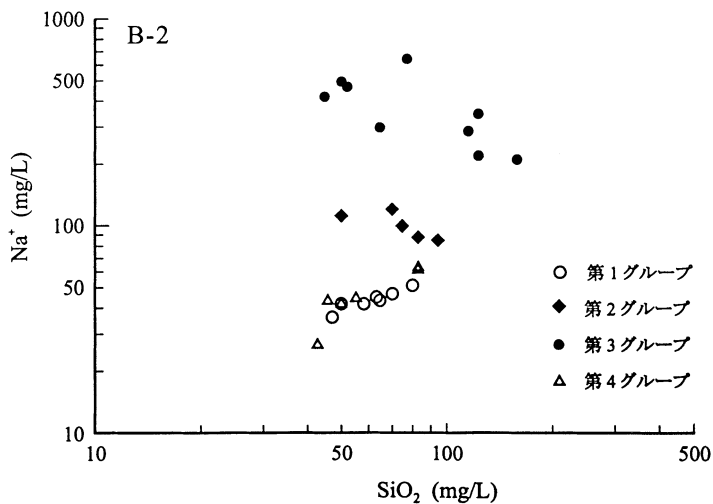
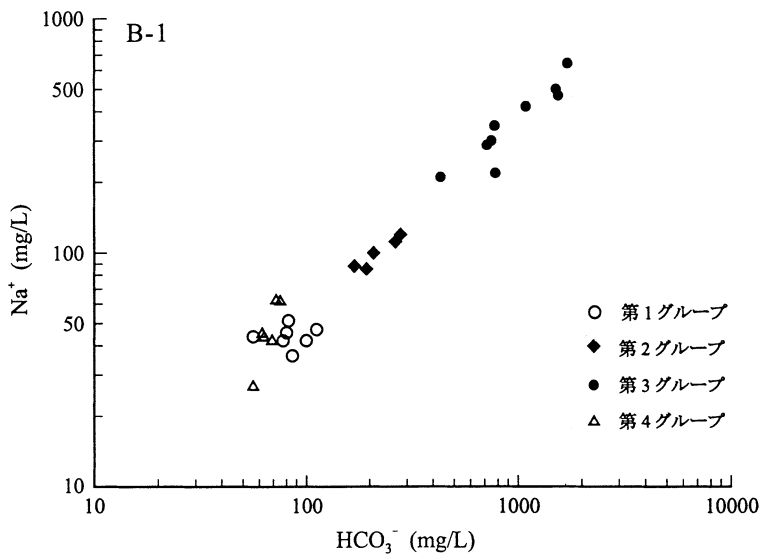
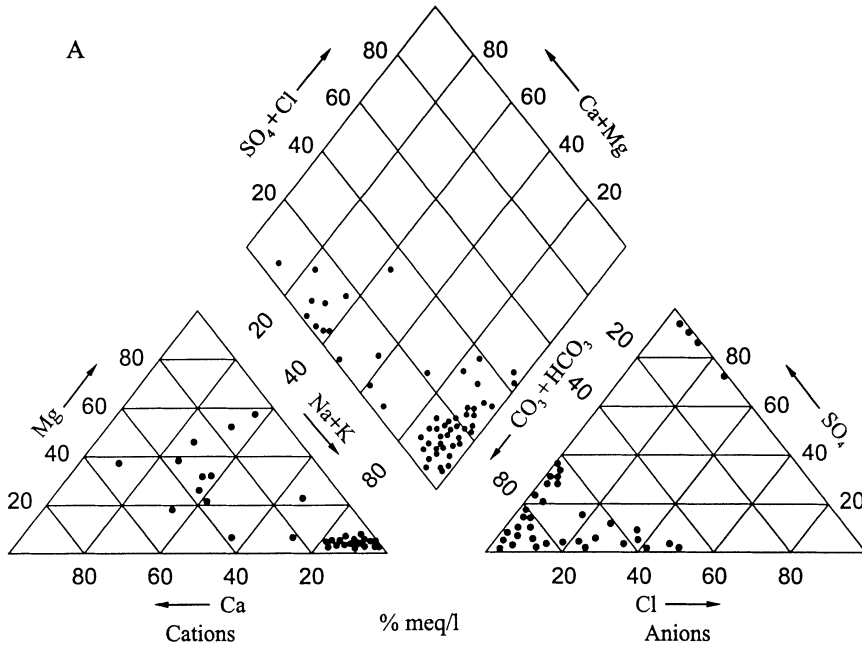
熱海地熱地帯にみられる温泉沈澱物は、主として珪華 (silica sinter)、石灰華 (travertine) と凝華 (efflorescence or bloom) で構成された泉華層 (layered sinter)、泉華帽 (silica cap)、噴泉塔、及び泉華台地 (sinter platform) である。次いで、凝華 (efflorescence or bloom)、昇華硫黄と石膏華が一般的である。

① 珪華 珪華の形態は、塔状、帽状と層状である。主に、老滾鍋 (Lao-gunguo)、大滾鍋 (Da-gunguo)、眼鏡泉 (Yanjing-quan)、及び硫黄鉱・東溝 (Liuhuangkuang Dong-gou) などの地域に分布する。色調は、主に白と灰白であり、まれに黒、灰黒である。珪華の中には、常に珪化した植物根茎及びそのモールドが含まれ、大小さまざまな熱水流路のパイプも発達している。その底部には常に閉鎖、ないし半閉鎖しかけた熱水流路のパイプが見られる。その直径は数十センチメートルから数メートルまであり、地面と垂直に岩層 (珪華層) を切って発達する。パイプの内部には、珪酸岩 (玉髓、蛋白石と微粒状の石英) が取込まれている。珪華の成分は、主に  $\text{SiO}_2$  であり、玉髓と蛋白石からなっている。鉱染状に分布する黄鉄鉱、白鉄鉱、コフィン石とピッチブレンドも少量含まれる。

新しくできた珪華構成鉱物は、主として蛋白石であり、少量の微粒状の石英と玉髓も含まれる。含金量は  $0.08\sim 0.4\text{ ppm}$  である。古い珪華の成分は、主として微晶石英と玉髓であるが、蛋白石が僅かに含まれる。含金量は、 $0.1\sim 0.8\text{ ppm}$  である。

② 石灰華 石灰華は主に澡塘河の川岸に沿って分布する。白あるいは乳白色を呈し、層状で、厚さが  $15\sim 20\text{ cm}$  である。主な構成鉱物は、含マンガン方解石と霏石





第6図 雲南騰冲地域の温泉水主成分の三角図 (A) と Na-HCO<sub>3</sub> 型温泉水の化学グループ区分 (B-1, B-2) (Guo and Yin, 1990).

Fig. 6 Trilinear piper plot showing the chemistry of hot spring waters (A), and chemical grouping of Na-HCO<sub>3</sub> type hot spring waters by Na<sup>+</sup> vs. HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (B-1) and Na<sup>+</sup> vs. SiO<sub>2</sub> (B-2) diagrams, Teng-chong area, Yunnan Province (revised from Guo and Yin, 1990).

第1表 雲南騰冲-梁河地域における温泉水の化学成分及びグループ区分 (Zhang *et al.*, 1989).

Table 1 Chemical compositions and grouping of hot spring waters from the Tengchong-Lianghe geothermal areas in the Yunnan Province. Values of ion composition in milligram per liter (mg/l) (after Zhang *et al.*, 1989).

グループ	温泉水の名称	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	HCO <sup>3-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl	SiO <sub>2</sub>	pH
第一グループ	シワン脚塘	43.8	0.9	3.3	0.05	56		13.2	1.4	64.3	9.2
	小甸澡塘	42	1	3.4	0.06	78		8	2	50	8.3
	上後甸澡塘	51.2	1.3	3.3	0.11	82		21.8	3.5	79.9	9
	バー竹澡塘	47	1	6	0.66	112		10	5	70	7.2
	モン連熱水塘	42	1	1.4	0.03	100		14	2	58	7.4
	総府	36.4	1	3.6	0.17	86		13.2	1.7	47.4	7.3
	竄龍澡塘	45.5	0.9	2	0.12	80		21.2	1.4	63	9.1
第二グループ	北洞澡塘	100	2	7.96	0.21	209		11	7	75	8
	八里大澡塘	112	4	19.2	1.18	264		50	39.9	50	7.5
	石画洞澡塘坡	85	4	12.9	0.03	194		10	7	95	7.7
	楊家田	88	3	5.7	0.07	169		16	14	83	7.9
	チン口麻欒山	120	3	13.6	0.89	281		17	5	70	7.3
第三グループ	銅廠脚硝塘溝	645	20.3	13.9	5.58	1710		40	52.1	77.3	6.9
	臘幸街男澡塘	350	34	22	3.26	775		32	139	123	7.2
	速慶澡塘	300	17.2	20.5	3.39	750		4.3	31.6	64.3	7.3
	攀枝花硝塘	210	15	2.1	0.3	434		12	45	158	7.8
	黒石河	290	21	19.9	3.04	719		21	59	115	7.1
	石牆澡塘	470	65	40.4	10.9	1543		2	57	52	7.3
	永安澡塘窪	500	42	13.6	16.6	1518		1	36	50	7.1
	龍安橋	220	14	32.9	35	787		4	18	123	7.3
蘇江	420	40	24.3	4.02	1087		1	82	45	6.8	
第四グループ	永樂澡塘	45	1	1.1	0.03	62	37	8	2	55	9.4
	上蚌乃	44	1	1.7	0.01	63	37	13	4	46	9.1
	戸蚌	62	1	1.1	0.09	75	55	10	4	83	9.5
	碼玉窩澡塘	42	1	1.7	0.03	69	37	10	2	50	9.3
	黄坡温泉	27	1	2.4	0.07	56	12	7	2	43	8.8
	胆扎澡塘	63	2	2.4	0.01	72	28	8	4	83	9.2

である。これら鉱物の半自形-他形結晶が細柱状あるいは繊維状に産出する。

③ 凝華 (efflorescence or bloom) 主に硫黄塘, 澡塘河, 黄瓜チン, 及び硫黄鉱・大溝 (Liuhuanguang Da-gou) などの地域で, 熱泉 (60~80°C), 沸騰泉 (>80°C), 高温噴泉 (high temperature fountain, >60°C), 噴気孔周辺の地面及びその付近に分布する。割れ目沿いに, 霜状, 皮状, 薄層状, 繊維状, 及び花束状に産出する。構成鉱物は, アルノーゲン, 石膏, ミラビル石, 鉄明ばん石, Na明ばん石, K明ばん石, ローゼン石 (rozenite) などの硫酸塩鉱物と, 少量の岩塩である。

④ 昇華硫黄 主に, 3と同じ地域の沸騰泉, 高温噴泉, 硫黄質噴気孔とその付近に分布している。主要鉱物は自然硫黄であるが, 主に岩石の割れ目と空隙に分布する。針状, 柱状, 膜状, 皮状の集合体に加え, 大きな空

隙には, 高密度の硫黄塊が生成する。

### 3.4 母岩の熱水変質作用

母岩の変質作用は黄鉄鉱化, 珪化, 粘土化, 及び局部的に発達したプロピライト化と沸石化作用である。

粒状黄鉄鉱化は, 金の鉱化作用との関係が密接である。常に白鉄鉱を伴い, 金を含む鉱脈の内部及び両側の母岩中に発達し, 変質帯の中心部を形成している。

珪化は, 主に, 珪質脈, シリカキャップ, 酸性溶脱帯, 及び珪化角礫岩として現れる。珪質脈は金を伴い, 一般に複雑に分布する不規則細脈とネットワーク構造を持つ。

溶脱珪化変質帯は, 一種の浸透珪化帯 (pervasive silicified alteration) である。それは, 深部より上昇してきた鉱化流体に含まれていた H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>などが地表付近の酸化的な地下水と混合して生じた H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>

などを含む酸性流体による溶脱作用により生じたものと考えられる。溶脱珪化変質帯は、主に断層、割れ目に沿って分布し、断層構造の規制を受けていることが明らかである。変質の強度は割れ目沿いで高く、周辺へ向けて低下する。また変質分帯は割れ目近傍から側方に向い、強珪化帯、弱珪化帯、粘土化帯とプロピライト帯へと累帯配列を示す。

(1) 強珪化帯は、断層変質帯の中心部に位置し、著しい溶脱珪化岩、珪質脈、シリカキャップ、熱水角礫岩などを産出する。主な変質鉱物は、石英、玉髄、蛋白石であり、ついでカオリナイト、明ばん石などの粘土鉱物である。分布の幅は硫黄塘断層上で最大となり 500 m に達する。

(2) 弱珪化帯は、強珪化帯の外側に分布し、それと漸移する。シリカ鉱物の種類は強珪化帯と共通するがより多量の粘土鉱物を含む。粘土鉱物は主にカオリナイト、イライト-スメクタイト混合層鉱物である。石英量は強珪化帯よりも少ない。

(3) 粘土化帯は、珪化帯の両側に分布する。分布の幅は、硫黄塘-黄瓜チン断層の付近で最大となり、500~800 m に達する。主な変質鉱物はカオリナイト、ついで明ばん石、イライト、イライト-スメクタイト混合層鉱物、スメクタイト、ディッカイト、絹雲母などである。粘土化帯の内部では、珪化帯側からプロピライト化帯に向けて、以下の鉱物分帯が認められる。明ばん石→明ばん石-カオリナイト→カオリナイト-イライト-(イライト-スメクタイト) 混合層鉱物変質帯、ないしカオリナイト→カオリナイト-イライト-(イライト-スメクタイト) 混合層鉱物変質帯、カオリナイト化-(イライト-スメクタイト) の混合層鉱物変質帯、カオリナイト-ディッカイト化変質帯である。

(4) プロピライト化帯の主な変質鉱物は、原岩の苦鉄

質珪酸塩鉱物の緑泥石と緑れん石化である。一般に原岩の組織を残している。これは母岩の自変質作用で生じた可能性もある。

熱海地熱地帯における溶脱珪化変質帯と脈状の明ばん石化と沸石化およびその他変質作用との関係は、第 2 表のように纏められる (Hou and Guo, 1991)。熱海地熱地帯中における溶脱珪化を主とする熱水変質作用は、広域的なカオリナイト化、イライト化-スメクタイト化及びスメクタイト化を含む粘土化作用から始まった。

カオリナイト化はカオリナイトを主とし、代表的な鉱物組合せとして、カオリナイト-鱗珪石 (tridymite)、カオリナイト-アナルサイト、カオリナイト-イライト-スメクタイト-鱗珪石からなる酸性変質である。イライト-スメクタイト化はイライト-スメクタイト混合層鉱物を主とし、代表的な鉱物組合せとしてイライト-スメクタイト混合層鉱物-カオリナイト-鱗珪石、イライト-スメクタイト混合層鉱物-カオリナイト-蛋白石、イライト-スメクタイト混合層鉱物-カオリナイト化、イライト-スメクタイト混合層鉱物からなる酸性~弱酸性変質である。スメクタイト化はスメクタイトを主とし、スメクタイト-イライト-スメクタイト混合層鉱物の鉱物組合せからなる弱アルカリ性変質である (第 2 表)。

晩期の変質タイプは、割れ目に沿って発達した明ばん石化と沸石化作用であるが、それは、構造的割れ目と空隙に充填した酸性熱水流体が、母岩を交代作用して生成したものである。明ばん石化の代表的な鉱物組み合わせは、明ばん石-鱗珪石、明ばん石-カオリナイト、明ばん石-鱗珪石-カオリナイトであり、これらは酸性流体によって生成したものである。沸石化の変質鉱物組合せは、沸石-カオリナイト、沸石-鱗珪石であり (第 2 表)、これらは酸性-弱アルカリ性熱水から生成した。

熱海地熱地帯中に産する熱水変質生成カオリナイト

第 2 表 雲南騰冲の熱海地熱地帯における溶脱珪化熱水変質帯の主な変質タイプの特徴 (Hou and Guo, 1991).

Table 2 Characteristics of main alteration types in the Rehai geothermal field in Tengchong County, Yunnan Province, China (after Hou and Guo, 1991).

変質タイプ	熱水の性質	代表的な変質鉱物	代表的な鉱物組合せ
沸石化	酸性-弱アルカリ性	沸石	沸石-カオリナイト、沸石-鱗珪石(tridymite)
明ばん石化	酸性	明ばん石	明ばん石-鱗珪石、明ばん石-カオリナイト、明ばん石-鱗珪石-カオリナイト
スメクタイト化	弱アルカリ性	スメクタイト	スメクタイト-イライト-スメクタイト混合層鉱物
イライト-スメクタイト化	酸性-弱酸性	イライト-スメクタイト混合層鉱物	イライト-スメクタイト混合層鉱物-カオリナイト-鱗珪石、イライト-スメクタイト、混合層鉱物-カオリナイト-蛋白石、イライト-スメクタイト混合層鉱物-カオリナイト化、イライト-スメクタイト混合層鉱物
カオリナイト化	酸性	カオリナイト	カオリナイト-鱗珪石、カオリナイト-アナルサイト、カオリナイト-イライト-スメクタイト-鱗珪石

第3表 熱海地熱地帯における温泉, その沈殿物と変質帯の金属元素の平均含有量 (Hou and Guo, 1991). 単位は ppm. ( ) はサンプル数.

Table 3 Metal analyses of hot spring water and precipitates in the Rehai geothermal field (after Hou and Guo, 1991). Values in parts per million (ppm). Numbers in brackets indicate number of samples.

相対深度	浅所 →	→	→	→	→ 深部
測定対象	温泉水(17)	シンター地表(36)	シンター下部(13)	酸性熱水変質帯(134)	ストックワーク石英脈(148)
Au	0.0000448	0.0103	0.0155	0.0425	0.2225
Ag	0.0004163	0.1434	0.3344	0.4695	3.2655
As	0.0785472	14.4616	49.2840	77.5658	219.0068
Sb	0.0059376	1.4780	7.8546	5.1145	11.9871
Hg	0.0005000	0.1602	0.3262	0.4997	0.6618
Tl	0.0028027	1.7016	3.5371	2.1427	3.2426
Bi	0.0000116	0.0813	0.4497	0.5548	0.1049
U	0.0004133	4.7598	8.4435	7.6186	4.5561

第4表 熱海地熱地帯における温泉沈殿物と変質岩の金属元素の含有量 (Guo and Zhu, 1994). 単位は ppm. ( ) はサンプル数.

Table 4 Metal analyses of precipitates and altered rock in the Rehai geothermal field (after Guo and Zhu, 1994). Values in parts per million (ppm). Numbers in brackets indicate number of samples.

	Au		Ag		As		Sb		Hg	
	範囲	平均値	範囲	平均値	範囲	平均値	範囲	平均値	範囲	平均値
含黄鉄鉱温泉沈殿物	0.03~19.85	2.73(28)	0.50~98.10	27.01(11)	0.14~61.35	11.38(7)	0.15~4.00	1.75(4)	0.20~15.62	7.01(7)
珪華	0.005~4.00	0.63(45)	0.5~152.4	25.8(20)	0.03~358.25	30.89(15)	0.14~20.75	4.64(13)	0.006~4.63	0.97(16)
熱水変質岩	0.023~1.12	0.21(9)	0.50~28.98	5.72(6)	0.60~299.50	33.13(17)	0.02~171.25	10.77(17)	0.05~45.40	4.02(18)

は, これまでに報告された高秩序度のもの; 陽山 (Yangshan, 蘇州市, 江蘇省), 茂名 (Maoming, 広東省), 砂嶺子 (Shalingzi, 宣化県, 河北省), 白水江 (Baishuijiang, 略陽県, 陝西省), に較べて高い結晶性を持つ. 例えば, X線回折で (021) と (111) のピークを用いる Hinckley crystallinity value (Hinkley, 1963) によれば, 熱海地熱地帯では Hc 値 1.67 が得られた (Zhang *et al.*, 1967). これはこれまでの略陽県白水江地域の硬質粘土 (1.35, Liu and Guo, 1980), 河北省の砂嶺子 (1.40), 広東省の茂名 (1.30-1.40), 江蘇省の陽山 (1.10) などを上回るものであり, 最も高い値である. 熱海地熱地帯中に見られる高秩序度カオリナイトは南北系の硫黄塘-黄瓜チン断層に沿って産出する傾向がある.

### 3.5 スtock・ワーク石英帯と熱水角礫岩

熱海地熱地帯には Stock・ワーク石英帯と熱水角礫岩が特徴的に産出する. これらは一般に石英-水長石脈や低硫化型浅熱水変質の深部に見られると考えられている

が, 熱海地熱地帯では, 熱水角礫岩が Stock・ワーク石英帯の中とその下位に現れる.

熱海地熱地帯の Stock・ワーク石英帯の上部は, 現在大部分に地表に露出する. 露頭の長さは数十メートルから数百メートルであり, 幅は数十センチメートルから数メートルまでであるが, 最も広いところは, 20m 以上である. Stock・ワーク石英帯は, 擬層状と細脈-網脈状の産状を示し, 酸性熱水変質帯の中に方向性を持って産出する. 主な走向は N-S 方向と NE 方向である. Stock・ワーク石英帯の構成鉱物は, 主として玉髓, 蛋白石, 細粒石英, 白鉄鉱, 及び黄鉄鉱であり, 少量の水長石とイライトも含まれる. 一般に変質岩角礫を含んでいる. 黄鉄鉱の産出形態は, 主として立方晶形であるが, 環状, 蓂状, 及び球状などの集合体もある. 白鉄鉱は, おもに粒状の結晶としてみられるが, ごく一部は板状の集合体として産出する.

熱海地熱地帯の熱水角礫岩は, 層状 (bedded), 脈状 (vein), 筒状 (pipe), 瘤状 (nodular) の形態を呈し,

第5表 熱海地熱地帯における一部の温泉の主な化学成分と水素、酸素の同位体組成 (Tong and Zhang, 1989).

Table 5 Chemical compositions and isotope compositions of hydrogen and oxygen of a part of hot-spring water from the Rehai geothermal field (after Tong and Zhang, 1989).

項目(単位)	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
温度(C)	88	91	95	42	48.5	83	69.5	92	95.8	95.8	23
pH 現地	8	5.5	8	6	7.5	7.5	6.5	7	7.5	7.5	-
pH 室内	8	3.1	9.4	7	7	7.5	7.3	7.8	8.55	8.2	6.4
Na (mg/l)	840	58	680	130	180	420	380	440	340	450	5
K (mg/l)	120	23	110	25	30	55	50	63	61	42	4
Ca (mg/l)	0.1	9.43	0.29	2.86	3.4	4.72	2.86	2.72	10.7	0.86	6.43
Mg (mg/l)	0.02	3.21	0.02	0.18	0.21	0.09	0.11	0.22	1.79	0.17	1.83
Li (mg/l)	8.31	0.60	6.20	6.20	2.10	3.90	3.80	3.80	3.40	4.00	0.04
CO <sub>3</sub> (mg/l)	0	0	261	0	0	0	0	0	37	22	0
HCO <sub>3</sub> (mg/l)	1160	0	700	250	353	637	606	615	512	522	44
Cl (mg/l)	698	16	559	57	93	256	217	295	269	372	1
SO <sub>4</sub> (mg/l)	31	303	11	18	56	38	26	47	24	27	16
F (mg/l)	20	1.2	14	2.2	3.5	8.3	7	7.8	7	9.7	-
HBO <sub>2</sub> (mg/l)	52	3	42	8	11	17	16	19	18	14	-
SiO <sub>2</sub> (mg/l)	450	195	340	105	108	175	163	180	170	118	51
δD (‰)	-63.6	-58.6	-65.8	-56.6	-61.2	-72.6	-60.8	-65.7	-68.4	-68.9	-58.4
δ <sup>18</sup> O (‰)	-7.15	-5.06	-7.54	-12.25	-9.30	-9.35	-9.03	-8.5	-8.54	-8.47	-8.71

第6表 雲南省の騰冲-梁河地域における地表水、地下水と温泉水の水素、酸素の同位体組成 (‰) (Shen *et al.*, 1982). ( ) はサンプル数.

Table 6 Oxygen and hydrogen isotope compositions (‰) of surface water, underground water and geothermal water from Tengchong-Lianghe area, Yunnan Province (after Shen *et al.*, 1982).

	地表水(6)		地下水(3)		熱海地熱地帯の温泉(5)		瑞アイエン*地熱地帯の温泉(2)		カルシウム質酸性の温泉(2)	
	範囲	平均値	範囲	平均値	範囲	平均値	範囲	平均値	範囲	平均値
δD	-73.82~-62.10	-65.81	-57.07~-50.33	-53.68	-68.94~-63.57	-66.49	-85.91~-81.44	-83.68	-71.87~-71.02	-71.46
δ <sup>18</sup> O	-11.02~-8.46	-9.44	-8.48~-7.95	-8.16	-8.50~-7.15	-8.02	-10.76~-8.54	-9.65	-10.46~-9.09	-9.76

\*瑞アイエン=Ruidian

硫化鉱物を多く含む。両河金鉱床を構成する主要鉱石タイプの一つである。

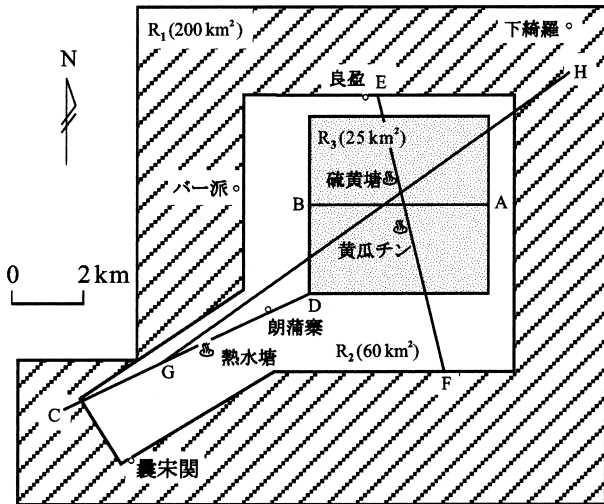
ストック・ワーク石英帯中にごく普通に分布する熱水角礫岩は、熱水爆発によって形成した。爆発は同一箇所でも4~8回程度発生したことが識別できる。この種の猛烈な熱水爆発は現在でも観察されており、地域の人々によって「山が鳴く、地が叫ぶ」と呼ばれている。この種の爆発は強烈な振動と巨大な共鳴を伴って、大量の砂石などと共に高温泥水を、温泉口から数メートル以上噴出

する。

### 3.6 両河金鉱床

#### (1) 概要

両河金鉱床の名は、鉱床の南北を東から西へ流れる澡塘河と肖水河の2つの河川に由来する。鉱床の分布範囲は、約6km<sup>2</sup>である。地表において、蛤蟆嘴 (Hama-zui)、忠孝寺、仙人澡塘と松木チンの4地域が比較的強く金鉱化されている。発見された含金脈は数十に及ぶ。



第7図 熱海地熱地帯におけるR<sub>1</sub>-R<sub>3</sub>地化学調査位置図とA-B, C-D, E-F, G-H測線の位置 (Zheng *et al.*, 1991).  
Fig. 7 Sketch map showing the three geochemical survey areas (R<sub>1</sub>, R<sub>2</sub>, R<sub>3</sub>) and location of A-B traverse in the Rehai geothermal field (after Zheng *et al.*, 1991).

松木チン地段の浅部においては、探鉱トレンチ、探鉱坑道、及びボーリング探鉱によって、すでに中型金鉱床規模に達する金埋蔵量5トンを獲得していると共に、数十トンの銀の埋蔵量も得られている。若い珪華が、一般的に高い金含有量を示す。このために、温泉水による変質作用と金の鉱化作用が現在も進行中であると推定される。しかし、鉱床生成の開始は鮮新世末期と考えられる。その根拠は、中新世の地層が鉱床生成構造に切断されている、鮮新世末期から更新世までの火山活動が強烈であったこと、などである。

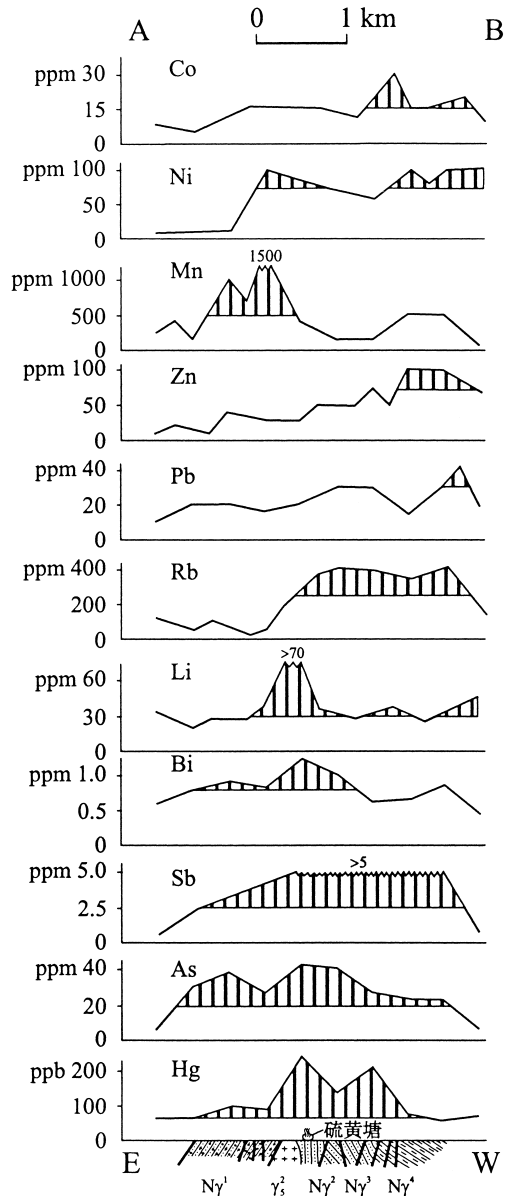
(2) 鉱体

金鉱体は主に脈状、多くは石英脈として産出し、N-S走向の断層破碎変質帯の中に産出する。一つの鉱体を含む断層破碎変質帯内に、常に数条~数十条の金鉱脈があるが、鉱脈個々の走向はN-S方向とNNE方向である。多くは55°~87°W傾斜である。ひとつの金鉱脈内では、多くの単成脈が互いに切り合い複雑な構造をなす。鉱脈内と鉱脈近傍には、大量の熱水爆発角礫岩が見られる。

金鉱石は、塊状、薄層状、めのう状、角礫状、及び孔質状(熱水孔と熱気孔)などを呈する。鉱石鉱物は、主に黄鉄鉱と白鉄鉱、次いで硫砒鉄鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、黄銅鉱、輝安鉱、及び自然金などからなる。脈石鉱物は、主に、非顕晶質-微顕晶質の石英、玉髓、蛋白石、及びジャスパーである。その他には、カオリナイト、明ばん石、イライト、スメクタイトなどの変質粘土鉱物、及び螢石と方解石である。自然金は非常に微粒である。両河鉱床の金鉱石の平均品位は3.7 g/t、平均Au/Ag比は1/10~1/19である。

(3) 母岩及び温泉沈殿物の地化学特徴

当地の黄鉄鉱と白鉄鉱のコバルト含有量は高く、それ

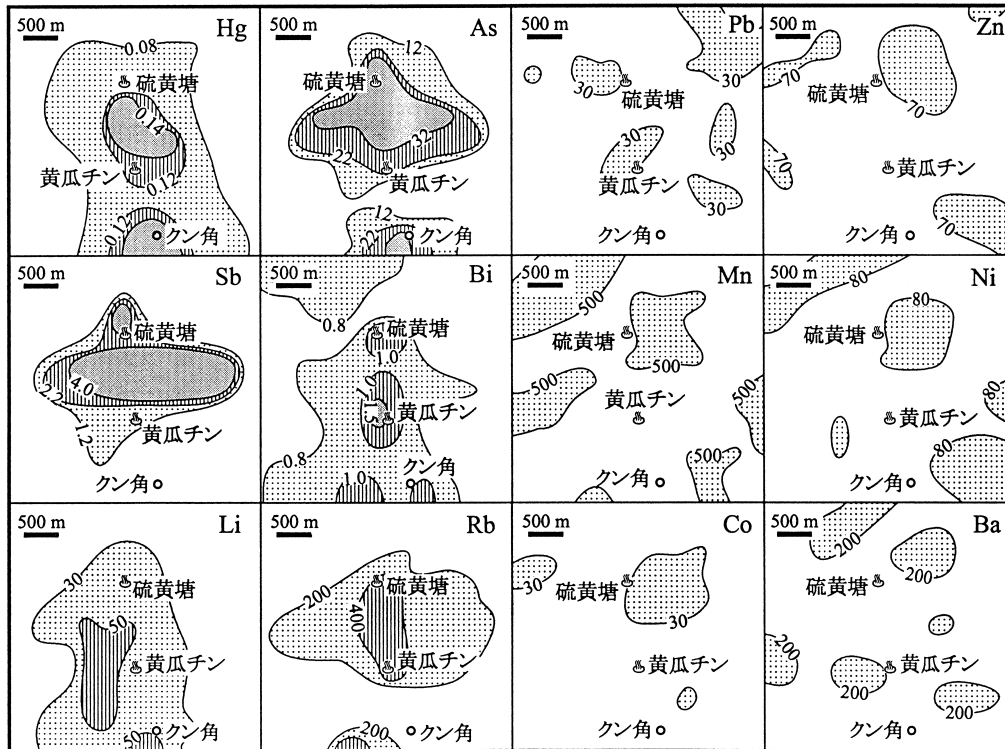


第8図 硫黄塘-黄瓜チンのA-B測線における土壤中の元素濃度分布 (Zheng *et al.*, 1991).

Ny<sup>1</sup>: 花崗岩の風化堆積層, Ny<sup>2</sup>: 花崗岩質礫岩及び砂岩,  
Ny<sup>3</sup>: カオリナイト化花崗岩質砂岩, Ny<sup>4</sup>: カオリナイト化花崗岩質砂岩と礫岩層リズムマイト (rhythmite), gamma<sub>5</sub><sup>1</sup>: 燕山期の黒雲母花崗岩.

Fig. 8 Pedogeochemical anomalies along A-B traverse in the Liuhuantang-Huangguaqing geothermal field (after Zheng *et al.*, 1991). Values in parts per million (ppm). Ny<sup>1</sup>: weathered crust of granite, Ny<sup>2</sup>: granitic conglomerate and sandstone, Ny<sup>3</sup>: kaolinitized granitic sandstone, Ny<sup>4</sup>: rhythmite between kaolinitized granitic sandstone and conglomerite, gamma<sub>5</sub><sup>1</sup>: Yanshanian biotite granite.

は深所に由来する可能性がある。温泉水、沈殿物、そして変質帯の中において、温泉型金鉱化作用を特徴づける地化学元素組合せであるAu-Ag-As-Sb-Hg-Tlの濃度が高い。これらの元素には垂直方向の分帯、すなわち深部



第9図 硫黄塘-黄瓜チン地熱地帯における土壤中の元素濃度の平面分布 (Zheng *et al.*, 1991), 単位は ppm.

Fig.9 Pedogeochemical anomalies in the Liuhuangtang-Huangguaqing geothermal field, Tengchong, Yunnan (after Zheng *et al.*, 1991). Values in parts per million (ppm).

から浅所に向かって  $Tl \rightarrow Hg \rightarrow Sb \rightarrow As \rightarrow Ag \rightarrow Au$  が認められる (第3, 4表). 温泉水の金含有量は, 0.01~0.16 ppb であるが, シンター (表層), シンター (下部) 及び酸性変質帯内の金含有量はそれぞれ 0.001~0.63 ppm, 0.004~0.17 ppm, 0.001~0.73 ppm である. 鉱石全体の中で金品位 1 ppm 以上のものは 3.6% を占める. ストック・ワーク石英帯内では, 金含有量 1 ppm 以上は, 13.1% を占める.

銀の含有量も高いことはもう一つの特徴である. 温泉水, シンター (表層), シンター (下部), 及び酸性変質帯の銀含有量は, それぞれ 0.01~0.1 ppb, 0.01~6.02 ppm, 0.086~3.0 ppm, 及び 0.001~92.1 ppm である. 鉱石は, 全体の中で銀品位 30 ppm 以上のものは 1% を占める. ストック・ワーク石英帯の銀含有量は, 0.001~54.5 ppm であるが, 30 ppm より高いものは, 11.2% である.

熱海地熱地帯, 及びその外部にある各種の岩石内の金含有量は, 碎屑性堆積岩で最も高く, 2.4~6.6 ppb であり, 火山岩, 花崗岩及び変成岩では 0.6~0.7 ppb と低い (Zhu *et al.*, 1986).

#### (4) 温泉水の同位体地化学的特徴

実測された騰冲-梁河地域の温泉水の酸素, 水素, 及び炭素の同位体組成は,  $\delta^{18}O_{H_2O}$  が  $-12.3\text{‰}$ ~ $-5.1\text{‰}$ ,  $\delta D_{H_2O}$  が  $-68.9\text{‰}$ ~ $-55.7\text{‰}$ ,  $\delta^{13}C_{CO_2}$  が  $-5.2\text{‰}$ ~ $-1.6\text{‰}$  である. 炭素同位体比の  $\delta^{13}C_{CO_2}$  値は  $-4.6\text{‰}$  と  $-4.1\text{‰}$  間に集中した. 温泉水, 自然硫黄, 黄鉄鉱などの  $\delta^{34}S$  測定値の

57.8% は,  $-2\text{‰}$ ~ $+2\text{‰}$  の 75.6% は,  $-4\text{‰}$ ~ $+4\text{‰}$  の間にある.  $\delta D_{H_2O}$  は天水の範囲にある一方,  $\delta^{18}O_{H_2O}$  の過半数は  $+1$ ~ $+4\text{‰}$  重い方向にシフトすることから, 温泉水は天水を主な起源とする水が岩石と反応したものであることを示唆する (第5, 6表).

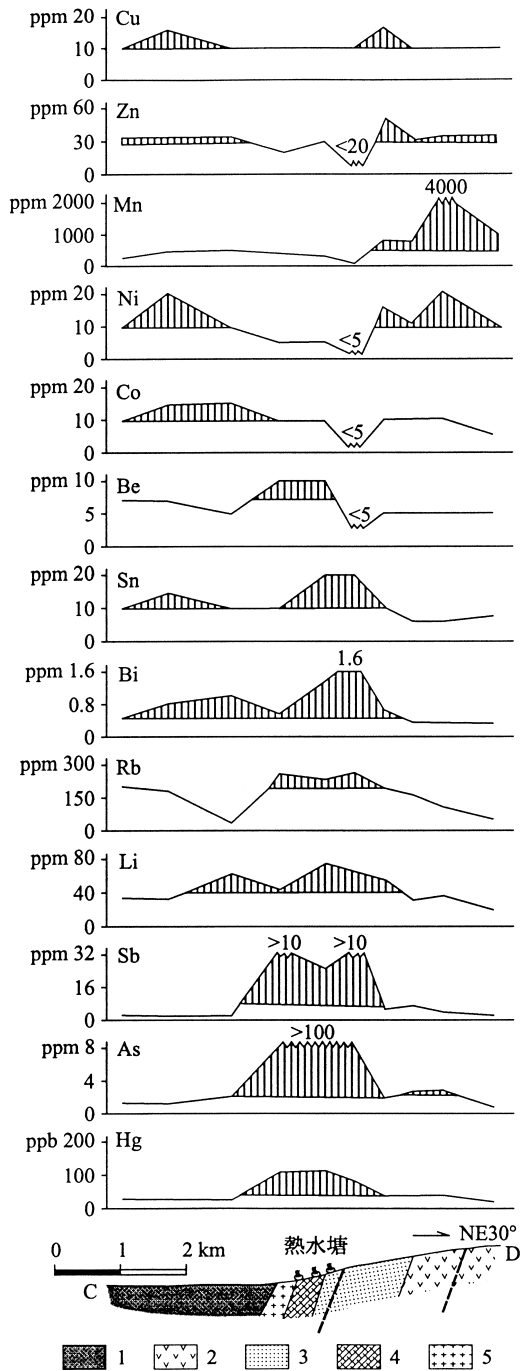
熱海地熱地域の硫黄塘における熱水角礫岩中の石英内の流体包有物に対して, レーザー・ラマン・マイクロプローブ (laser Raman microprobe) を用いて測定した結果, 液相の成分は,  $H_2O$  72%,  $H_2S$  28% であり, 気相の成分は  $CO_2$  67.1%,  $H_2S$  12.6%,  $H_2$  20.3% である (Guo and Zhu, 1994).

#### (5) 脈石英と母岩の酸素の同位体的特徴

両河鉱床の脈石英の  $\delta^{18}O$  は 5.0~8.8 パーミル, 平均 7.3 パーミルである. 石英脈から 10~50 cm 離れた漸新世珪化砂岩の全岩  $\delta^{18}O$  は 2.3~12.4 パーミル, 平均 7.6 パーミルで, 脈石英に近い値を持つ (Zhang *et al.*, 1995).

### 4. 熱海地熱地帯における微量元素分布の特徴

鄭ら (Zheng *et al.*, 1991; Zhu *et al.*, 1986) は, 熱海地熱地帯及び付近の 200 km<sup>2</sup> 範囲以内の地域 (第7図) における土壌と岩石の試料について, 微量元素の測定を行った. 分析方法は以下の通りである. Hg は XG-4 型水銀測定機器, Li, Rb, Cs は蛍光原子吸収法, Be, B, P, Cr, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Mn, Ag, V, Ti, Ni, Co, Sr, Ba については, スペクトログラフ半定量分析法である.



第10図 硫黄塘-黄瓜チンのC-D測線（第7図参照）における土壤中の元素濃度分布 (Zheng *et al.*, 1991).

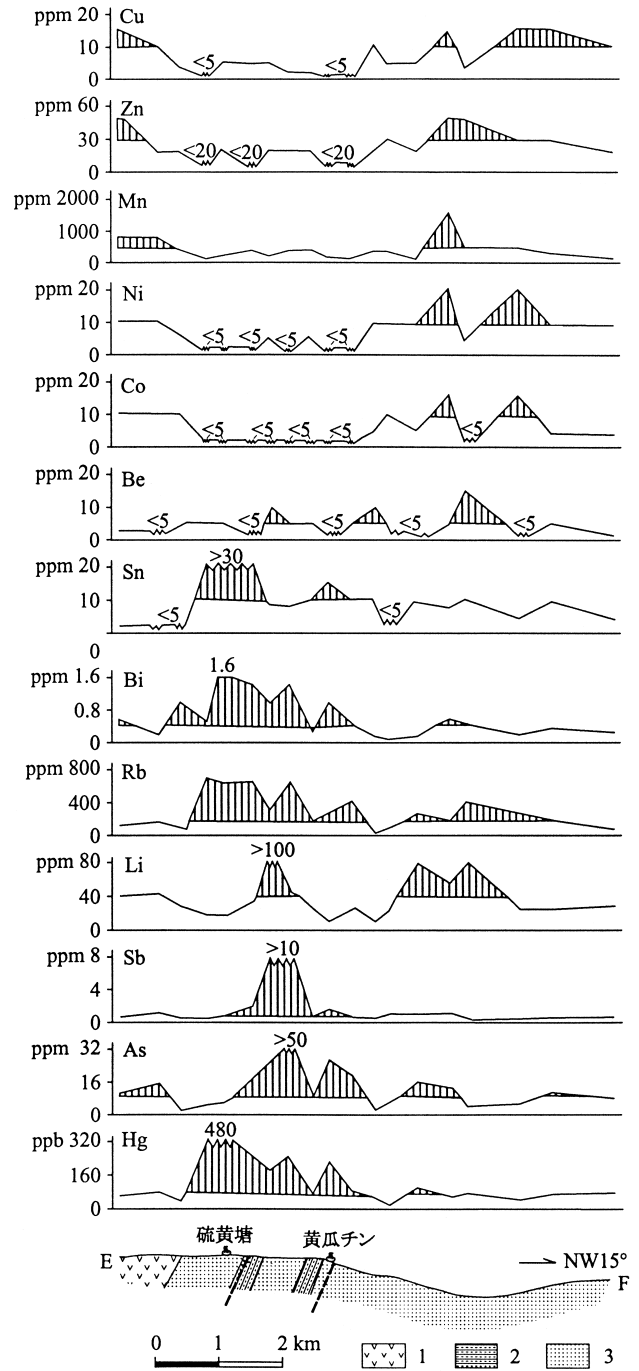
1: 第四紀堆積層, 2: 更新世安山岩, 3: 第三紀堆積岩と火山岩, 4: 古生代堆積岩, 5: 早燕山期花崗岩.

Fig. 10 Pedogeochemical anomalies along C-D traverse in the Liuhuangtang-Huangguaqing geothermal field (after Zheng *et al.*, 1991).

1: Quaternary sediments, 2: Pleistocene andesite, 3: Tertiary sedimentary rocks and volcanic rocks, 4: Paleozoic sedimentary rocks, 5: Jurassic granite.

#### 4.1 黄瓜チン-硫黄塘地熱地域 (25 km<sup>2</sup>) における土壤中の微量元素分布

この地熱地域は、熱海地熱地帯の東北部に位置する。



第11図 硫黄塘-黄瓜チンのE-F測線（第7図参照）における土壤中の元素濃度分布 (Zheng *et al.*, 1991).

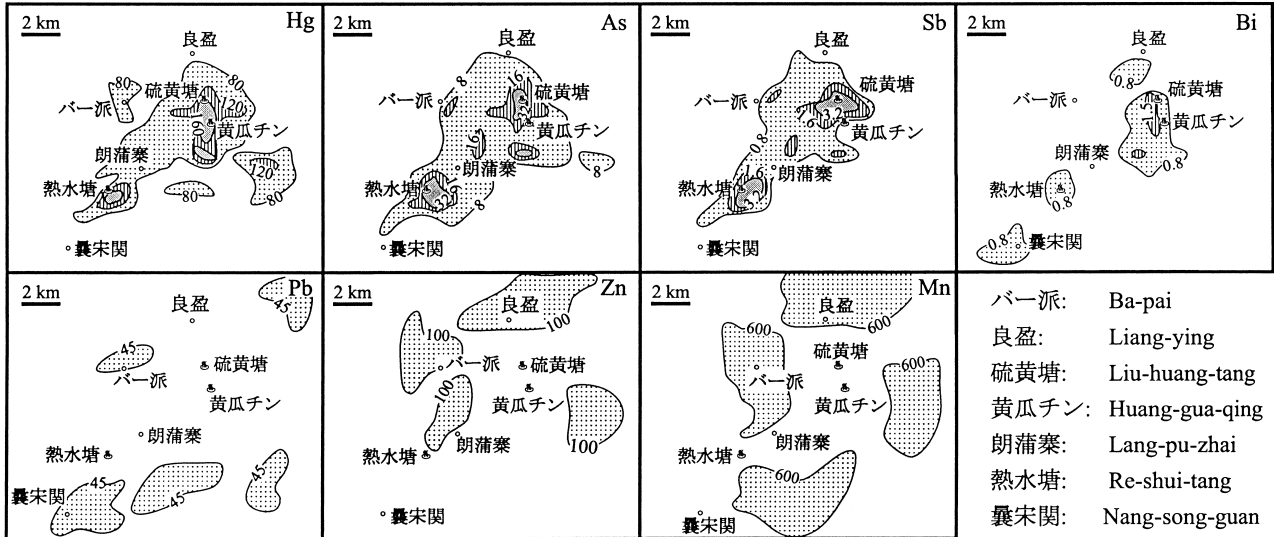
1: 更新世安山岩, 2: 更新世玄武岩, 3: 第三紀堆積岩と火山岩.

Fig. 11 Pedogeochemical anomalies along E-F traverse in the Liuhuangtang-Huangguaqing geothermal field (after Zheng *et al.*, 1991).

1: Pleistocene andesite, 2: Pleistocene basalt, 3: Tertiary sedimentary rocks and volcanic rocks.

大きくは熱海地熱地帯に属しているが、一つの小さい独立した地熱地帯を構成する (Zheng *et al.*, 1991). 海拔1,460 m に位置する「大滾鍋」では 96.6°C の沸騰泉が湧





第 12 図 熱海地熱地帯及び周辺地域における土壤中の元素濃度の平面分布 (Zheng *et al.*, 1991), 単位は ppm.

Fig. 12 Pedochemical anomalies in the Rehai geothermal field and the adjacent areas, Yunnan Province (after Zheng *et al.*, 1991). Values in parts per million (ppm).

出する。その周辺では、珪化作用、黄鉄鉱化作用、粘土化作用及び、白鉄鉱等の硫化物の産出など母岩の強烈な熱水変質作用が認められる。また地表近くでは、硫黄、硫酸塩鉱物、重炭酸ソーダ石及び方解石等の鉱物が沈殿している。この鉱化作用は現在も進行中である。また過去の熱水活動により沈殿した珪華、石灰華なども散在する。

第 7 図に R<sub>3</sub> 区として示した黄瓜チン-硫黄塘地域 25 km<sup>2</sup> 範囲内より土壤試料を採集し、多元素の微量成分分析を行った。この区域の EW 測線 (第 7 図の A-B) では、微量元素の異常分布域が、「硫黄塘」を中心とした熱水変質帯の帯状分布に対応する傾向が認められる (第 8 図)。熱水活動が強烈な硫黄塘の近傍において、Bi, Li, Rb, As, Sb, Hg (Sn を含む) 等の高濃度異常が認められる一方、その外側には、Mn, Ni, Zn, Co, Pb 等の高濃度異常が認められる。これら 2 つの元素濃度分布パターンは、熱水活動の温度分布や水理構造等が微量元素の分布パターンに影響を与えていることを示唆する。

上記と同様の特徴は、平面分布においても認められる。第 9 図の左側の 2 列は、Hg, As, Bi, Li, Rb の分布を示す。これらの元素は温泉近傍に高濃度中心が分布する。一方、右側の 2 列は、Pb, Zn, Mn, Ni, Co, Ba の分布であり、高濃度中心が不明瞭で、温泉分布域の近傍ではむしろ濃度が低下しているようにも見える。

#### 4.2 熱海地熱地帯付近 60 km<sup>2</sup> 区域、及び 200 km<sup>2</sup> 区域内における土壤中の微量元素分布

より広範囲の地化学特性を知るために、第 7 図で示している R<sub>2</sub> 区域 (60 km<sup>2</sup>) と R<sub>1</sub> 区域 (200 km<sup>2</sup>) 範囲内より土壤試料を採集し、微量元素分析した。

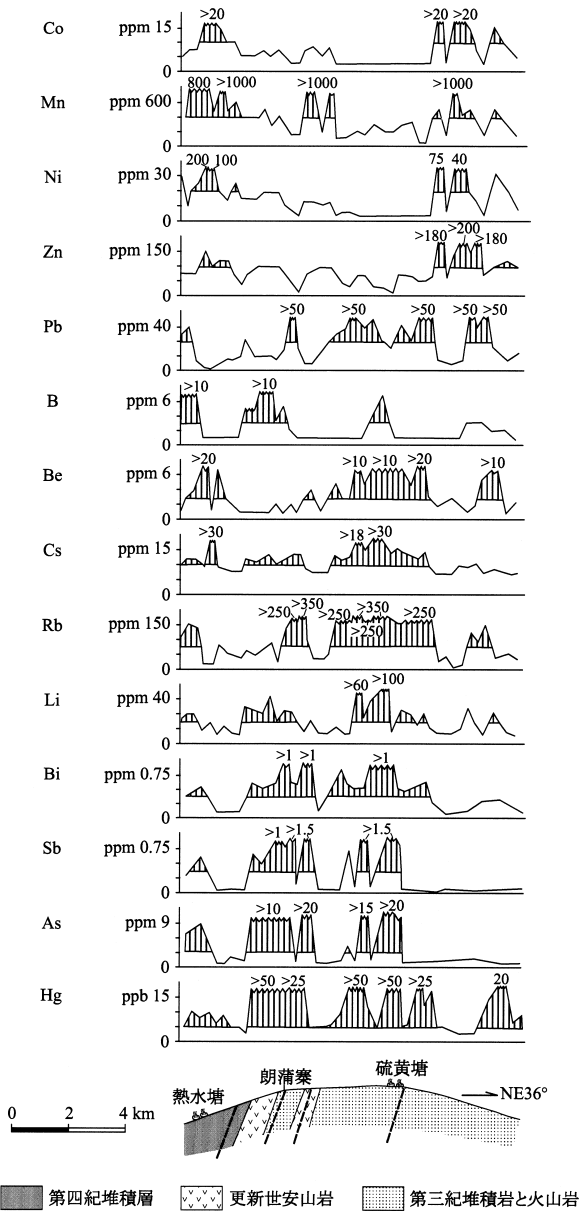
R<sub>2</sub> 区域は、硫黄塘-黄瓜チンとその南西部に位置する

朗蒲・熱水塘との二つの熱水活動地域を含む。この二つの地域の間には熱水活動は認められない。後者は前者より、熱水活動の強度が少し弱いものの泉温 97~98°C の沸騰泉が湧出している。R<sub>2</sub> 区域において、C-D と E-F 二つの測線 (第 7 図) で測定を行った。C-D 測線の朗蒲・熱水塘の熱水活動区内には、Bi, Sn, Be, Li, Rb, As, Sb, Hg など元素の高異常分布が得られた。熱水活動区の両側には、Cu, Zn, Mn, Ni, Co 等元素の高異常分布が得られた (第 10 図)。E-F 測線において、硫黄塘-黄瓜チンの熱水活動区内には、Sn, Be, Li, Rb, As, Sb, Hg の高異常分布、その両側には、Mn, Zn, Ni, Co, Cu 等元素の高異常分布が得られた (第 11 図)。C-D と E-F 測線におけるこのような元素分布は、R<sub>3</sub> 区の A-B 測線における分布と非常に類似している。

R<sub>1</sub> 区域内では土壤試料を採取し、その微量元素を分析した。その結果、広域的な微量元素分布も前述した相対的に小範囲である R<sub>3</sub> 区域における分布と、類似した特徴を示している。熱海地熱地域の周辺では、Bi, As, Sb, Hg などの浅熱水性元素の高濃度異常域が認められる。それらの高濃度異常域は、例えば両河金鉱床のように現在の熱水活動及び過去の温泉活動の分布域にほぼ位置一致する。熱海地熱地帯の外側には、Pb, Zn, Mn 等の高濃度異常域が認められる (第 12 図)。

#### 4.3 熱海地熱地帯とその周辺における岩石の微量元素分布

熱水変質岩の原岩の微量成分含有量を知るために、熱海地熱地帯とその周辺 130 km<sup>2</sup> の区域から採取した岩石試料を分析した。測定は熱水塘と硫黄塘と二つの熱水活動の集中区域を横断する G-H 測線で、採集された岩石



第13図 硫黄塘-黄瓜チンのG-H測線(第7図参照)における岩石中の元素濃度分布(Zheng et al., 1991).  
Fig. 13 Pedogeochemical anomalies along G-H traverse in the Liuhuangtang-Huangguaqing geothermal field (after Zheng et al., 1991).

について行った(第7図)。測線の長さは13.5 kmであり、NE-SW方向である。分析の結果、岩石中の元素濃度分布は土壤中のそれと大体一致しているが、土壤中よりもやや複雑で、特にHg, Bi, PbとB等の元素について、その傾向が強い。例えば、Bi, Sn, Be, B, Li, Rb, As, Sb, Hg等の高濃度異常域が熱水塘と硫黄塘との二つの熱水活動地域に集中的に出現する(第8, 13図)。この二つの地域の間にも同様に若干の高異常があるが、熱水活動の地表兆候はまだ知られていない。一方、Co, Ni, Zn, Mn, Pb等元素の高異常分布地域は主に地熱地帯の両側及びその外側に位置し、内部においては微弱な異常分布

を示すに過ぎない。

これらの岩石中の微量元素の濃度分布の傾向をまとめると、熱水活動の活発な地域内においては、元素の濃度分布が熱水活動と断層の組合せによって規制される一方、その範囲外では、主に断層による規制を受けていると言える。上述した微量元素の分布パターンは、断層、熱水活動、変質、及び金鉱化作用の間の内在的な関係を示している。したがってこれらの資料は、今後の熱海地熱地帯における温泉型金鉱床の探査に、重要な指針を与えるものである。

**謝辞** 本論文は、筆者が地質調査所滞在中(1998.9-2000.8)に中文で書かれた。和文原稿の作成に当り、王一令氏、張兆吉博士にご尽力いただいた。また地質調査所石原舜三博士、青木正博博士、関陽児氏からも有益なコメントをいただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

### 文 献

- Chen, B. W., Li, Y. S., Qu, J. C., Wang, K. Y., Ai, C. X. and Zhu, Z. Z. (1991) On the main Geotectonic problems in the Sanjiang region and their relations to metallization. *Geol. Pub. House, Beijing*, 110 p. (中国語, 英文要旨)
- Guo, G. Y. and Yin, C. (1990) The chemical model of thermal spring water of HCO<sub>3</sub>-Na type, Tengchong. *Acta Scientiarum Naturalium, Universitatis Pekinensis*, **26**: 700-710. (中国語, 英文要旨)
- Guo, G. Y. and Zhu, M. X. (1994) The distribution characteristics of trace elements in the Rehai geothermal field in Tengchong County, Yunnan. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, **30**, 625-634. (中国語, 英文要旨)
- Hinckley, D. N. (1963) Variability in 'Crystallinity' values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina. *Clays and Clay Minerals*, **11**: 229-235.
- Hou, Z. L. and Guo, G. Y. (1991) The Tengchong-Lianghe geothermal system and hot spring-type gold mineralization in Yunnan Province. *Geol. Review*, **37**, 243-249. (中国語, 英文要旨)
- Li, Y. S., Zhou, W. Q., Chen, W. M., Shi, Q. Q. and Chen, Z. F. (1986) The metallogenetic characteristics and the distribution patterns of major ore deposits in Nujiang-Lancangjiang-Jinshajiang region. *Geol. Pub. House*,

- Beijing*, 163 p. (中国語, 英文要旨)
- Liao, Z. J., Zhang, Z. F. and Guo, G. Y. (1981) Geology and geochemistry of Rehai (Hot Sea) geothermal field in Tengchong, Yunnan Province, China. *Proc. of The New Zealand Geothermal Workshop*, 19-24.
- Liao, Z. J., Shen, M. Z. and Guo, G. Y. (1991) Characteristics of the geothermal reservoir in the Rehai (Hot Sea) field in Tengchong County, Yunnan Province. *Acta Geologica Sinica*, **1**, 73-85. (中国語, 英文要旨)
- 劉 長齡・郭 奕清 (1980) 白水江硬質粘土・我国已知結晶最好的高嶺石. 科学通報, 11: 528. (中国語) (Liu, C. L. and Guo, Y. Q. (1980) The Baishuijiang blue bind—kaolinite with the highest crystallinity value in China. *Chinese Science Bulletin*, **11**: 528)
- Lu B. X., Wang, Z., Zhang, N. D., Duan, J. Z., Gao, Z. Y., Shen, G. F., Pan, C. Y. and Yao, P. (1993) Granitoids in the Sanjiang region and their metallogenic specialization. *Geol. Pub. House, Beijing*, 328 p. (中国語, 英文要旨)
- 佐藤興平・孟 憲国・卓 維榮 (1997) 中国雲南省騰冲の温泉型金鉱床. 地質ニュース, **513**, 44-55.
- Shen, M. Z., Ni, B. L. and Hou, F. G. (1982) Hydrogen and oxygen isotopic study of hydrocirculation in Tengchong geothermal area, Yunnan Province. *Proceedings of Research in Geology, Dept. Geol., Peking Univ.*, 187-191. *Peking Univ. Press, Beijing*. (中国語, 英文要旨)
- Tong, W. and Zhang, M. T. edited (1989) Geotherm in Tengchong area. Scientific Investigation Series of the Tibet-Qinghai Plateau. *Science Press, Beijing*. (中国語)
- Yao, Z. Y. (1991) Possibility for prospecting hot spring type gold deposits. *East China Scientific and Technological Information*, **1**, 22-23. (中国語)
- Zhang, L. G., Chen, Z. S., Liu, J. X., Yu, G. X., Wang, K. F., Wang, B. C., Xu, J. F., Zheng, W. S., Li, D. Y., Li, H. and Hou, D. Y. (1995) The theory and ore-prospecting utilizations of two-stage water-rock interaction. *Geol. Pub. House, Beijing*, 231 p. (中国語, 英文要旨)
- Zhang, T. L., Wang, Z. L. and Hu, Y. Z. (1997) Very well-ordered kaolinite from the Tengchong active hot spring in China. *Acta Petrologica Mineralogica*, vol. **16**, supp., 136-138, 131. (中国語)
- Zhang, Z. F., Liu, S. B. and others (1989) Geochemistry of geothermal fluids in the Tengchong area. in: Tong, W. and Zhang, M. T. (eds.), Geotherm in Tengchong area. Scientific Investigation Series of the Tibet-Qinghai Plateau. *Science Press, Beijing*, 81-100. (中国語)
- Zheng, Y. X., Zhang, M. T., Zhu, B. Q., Zhu, L. X. and Shi, C. Y. (1991) A study on trace element zoning in the Rehai geothermal field, Tengchong, Yunnan Province. *Scientia Geologica Sinica*, **2**, 137-147. (中国語, 英文要旨)
- Zhu, B. Q. and Yu, H. (1992) A preliminary study on gold mineralization in high temperature hot spring areas. *Geophys. Geochem. Exploration*, **16**, 87-96. (中国語)
- Zhu, B. Q., Zhang, J. M., Zhu, L. X. and Zheng, Y. X. (1986) Mercury, arsenic, antimony, bismuth and boron as geochemical indicator for geothermal areas. *Jour. Geochem. Exploration*, **25**: 379-388.
- Zhu, M. X. (1992) Evidence of ancient hydrothermal activity and the relation to gold mineralization in the Rehai geothermal system, Yunnan, China. In: *Kharaka and Maest (eds.), Water-Rock Interaction, Balkema, Rotterdam*, 1633-1636.
- Zhuo, W. R. (1991) The discovery of Lianghe thermal-spring gold deposit in the western Yunnan Province and its geological characteristics. *Earth Sciences—Jour. China Univ. Geosciences*, **16**: 189-197. (中国語, 英文要旨)

(受付: 2001年1月5日; 受理: 2001年10月30日)