中国の鉱物資源-⑦
—揚子プラットフォームの鉱床，城門山・徳興・栖霞山—

中嶋輝允（鉱床部）
Terumasa NAKAJIMA

はじめに

ITIT 事業「火山岩・深成岩に伴う鉱物資源の研究」は 58年度で最終年度を迎え 中国の鉱物資源についての知見は 以前に比べ飛躍的に増加した． 初年度の石原舜三技官の帰国報告に出てくる下揚子・玢岩鉄鉱床の話を遠い国の話のように聞いていたことが 今は懐かしく思い出される． 中国側カウンターパートも 最終年度になるとすっかり打ち解け こちらのやり方も良く分ってきたようである． 彼らの帰国時に提出することになっている報告書を こちらから要求する前にさっさと書いて置いて行ったのには驚かされた．

初年度以来 この3年間に起きた中国の国内情勢の大きい変化を見逃すことができない． 最初の訪中者はサンプルの採集もままならなかったが 最終年度では時間の許す限りそれは自由になったし こちらの希望する場所にも積極的に連れて行ってくれるようになった．

副題の城門山 徳興 栖霞山は 58年度に筆者が訪れた揚子プラットフォームの鉱山である． 今振り返ってみると 中国側は限られた範囲の中で随分上手にアレンジしてくれたと思う． それぞれの鉱山は 揚子プラットフォームにおける揚子江型鉄・銅鉱床 ポーフィリー型銅鉱床 ミシシッピーバレー型鉛・亜鉛鉱床の典型なのである．

徳興鉱山は 中国第一の銅鉱山ということで 幾人かの日本人が入り 石原技官の報告（1982）もあるが 他の鉱山は 視察旅行を除くと 戦後外国人が調査に入ったのは初めてであるという． 徳興鉱山も この数年来オープンピットでかなり採掘が進み 下部の新鮮な鉱床が姿を現すようになった． そこで 徳興鉱山の近況も含めて ここに3鉱山の概要について紹介することにしたい．

揚子江型鉱床とその問題点

城門山鉱山について述べる前に揚子江型鉱床について少し話しておこう． 中国側カウンターパート・陶奎元氏の説明によるとこうである． まず このタイプの鉱床は その名が示すように 揚子江下流地方（下揚子）に典型的に発達する． 主に鉄・銅の鉱床で その特徴は 以下に示す3種の鉱床が同一鉱山に産するということである．

1. 花崗閃緑岩などの深成岩体に伴うスカルン型鉱床
2. 花崗閃緑斑岩・石英斑岩又は噴出岩に伴うポーフィリー型鉱床
3. 古生界デボン系直上の層状鉱床

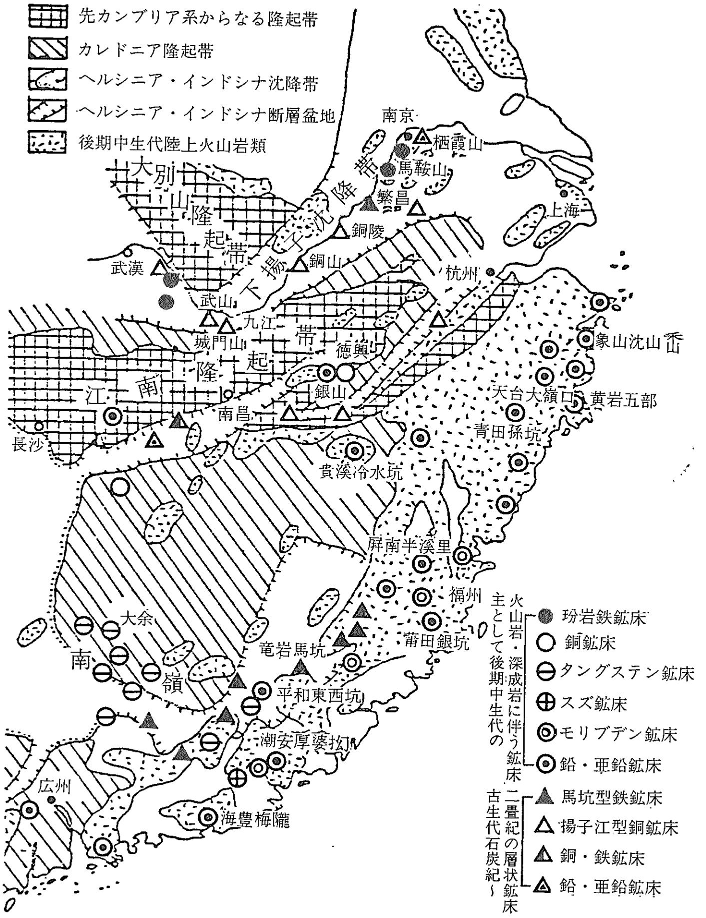
上記3種の鉱床は 必ずしも狭い意味でひとつの鉱山に産する必要はないようで 複数の鉱床からなるある範囲の鉱床地帯の中に3種そろっていればよい． その中のひとつの鉱山をとった場合 1～2種欠けていてもよいのである．

各タイプの鉱床の発見の経緯を 中華人民共和国成立後についてみると まず 1950年代に1.のスカルン型鉱床が発見された． 次いで 1960年代になると3.の層状鉱床が見つかり 1970年代から現在に至るまでに 最後の2.のポーフィリー型鉱床が新たに加わった．

スカルン型鉱床が最初に発見されたのは このタイプの鉱床は深成岩体と石灰岩の接触部をまず探すということで 探査の方針が立て易いこと． 地表では ゴッサンとして鉱床が目立つことによる． また ポーフィリー型鉱床の発見が遅れたのは このタイプの鉱床は細粒の鉱石が母岩中に散っているという産状を呈し 品位が低く発見されにくいことやその多くは鉱体が地下にあるためであろう．

揚子江型鉱床は 下揚子の中では 主に南京と九江の間の揚子江河岸地方に多く存在する（第1図）． 銅陵はその最大のもので 銅鉱山としては中国でも有数の規模である． デボン系～三畳系の揚子プラットフォーム被覆層を母岩とし 石英閃緑岩 花崗閃緑岩 閃緑岩などの貫入岩を伴う鉱床で 1)銅官山 2)獅子山 3)鳳凰山 4)新橋の4つの大きい鉱床から成る． このうち銅官山は スカルン型＋層状 獅子山と鳳凰山はスカルン型 新橋は大規模な層状鉱床から成っている．

銅陵地区南の下揚子の南端に近い九江地区には 城門山と武山という2つの鉱山がある． これらは 鉱床の



第1図　中国南東部の金属鉱床（徐ら　1980；芮ら　1983；周ら　1983より）.

形態・規模ともによく似た揚子江型鉱床で　このうち城門山鉱山を筆者が訪れた.　当初の計画では　武山鉱山も訪れる予定であったのだが　昨年の揚子江の氾濫で鉱山への道路が浸水し　やむなく中止となった.

揚子江型鉱床の成因については　今およそ2通りの考え方が中国にある. ひとつは　花崗閃緑岩などの深成岩の貫入に伴って　スカルン型鉱床　ポーフィリー型鉱床が形成され　層状鉱床もまた　同時に形成された交代鉱床であるとする考え方.　他のひとつは　最初に形成されたのは層状鉱床で　かつそれは同生鉱床あるいは堆積性鉱床であるとし　スカルン型鉱床とポーフィリー型鉱床は後からの深成岩の貫入によって　元からあった層状鉱床の一部が改変されたとする見解である.　問題点は　要するに3種の鉱床のうち　層状鉱床の成因をどう考えるかということにある.

層状鉱床同生説あるいは堆積起源説の主要な根拠はそれが常に上部デボン系五通層の石英砂岩の上に重なり上下層と同じように褶曲していることである.　つまり　層準規制鉱床であるという点にある.　五通層は　揚子プラットフォーム上に広く分布している地層であり　層状鉱床の上盤となる中部石炭系黄竜石灰岩もまたそうである.　下揚子の北から南まで　常に層状鉱床が五通層と黄竜石灰岩の間に挟まれて分布するという事実は　堆積起源説にかなり有利にもみえる.

五通層と黄竜石灰岩の間には　地域によって　薄い地層が挟まれることがある.それは　下部石炭系に属するもので　完全にそろっている場合には　下位より金陵層　高驪山層　和州層　老虎洞層の順に重なる.　泥岩　シルト岩が主で　砂岩　石灰岩　ドロマイトなどを含んでいる地層である.

これらの地層のうち高驪山層の泥岩シルト岩は　淡青灰色～レンガ色と色彩変化に富み　研究者によっては　この中に細粒凝灰岩が挟まれているとする人がいる.　そこで　この細粒凝灰岩をもたらした火成活動が層状鉱床の形成に関係があるのではないかという見方が生まれる.

中国の研究者の中には　揚子江型鉱床のうち層状鉱床は　日本の黒鉱と同様に海底に形成された火山性熱水堆積鉱床であると主張する人も出てきた.　こうした経緯から　日本の黒鉱を見た目で　揚子江型鉱床を見たらどうかということになり　それが今回の城門山鉱山を訪れるきっかけにもなったわけである.

なお　余談であるが　中国南東部福建・広東両省の内陸側に　揚子江型鉱床の層状鉱床とほとんど同じ層準に層状の磁鉄鉱を主とする鉱床があり　馬坑型鉄鉱床と呼ばれている（第1図). 鉱層内には　スカルン鉱物が存在するので　以前にはスカルン型鉱床とされていたのであるが　1976年以来の多くの調査・研究の結果　これらは堆積性鉱床又は海底火山性熱水堆積鉱床が後から変質・改変されたものという考えが主流をなすようになった（潘ほか　1982).　その問題点は　揚子江型鉱床のものと良く似ていることを指摘しておきたい.

城門山鉱山（チェンミンシャン）

1）探鉱の歴史

城門山鉱山は　ちょうど探査が終了した段階の鉱山でまだ本格的には採掘されていない．　調査隊は既に引き上げ　鉱山には人はいない．　ただ　ボーリングコア倉庫がいくつかあるだけである．

古くは　宋代にここから鉄が出たという記録がある．

19世紀になって　ドイツの地理学者リヒトホーフェンもこの鉱山について書き留めている．　戦前（1943年）日本人の夏井一朗という人が城門山を調査し　いくつかのゴッサンを見つけたという．

1949年以前には　中国の地質屋としては　謝家栄と高平が　城門山を含め　下揚子地域で鉄鉱床を調査し　報告書を出している．　中国地質調査隊の本格的な探鉱は1958年になって始まり　以後最近まで　合計445本のボーリングが打たれ　その総延長は11万メートルに達する．また　各所で数多くのトレンチが掘られ　詳しい調査がなされた．　一本のボーリングの平均長は400～500m　地下800mまでのデータが得られたという．　ちなみにこの地域の平地で海抜14mである．

2）地質

城門山鉱山の地質層序を第1表に示す．主に　シルル系～三畳系の揚子プラットフォーム海成被覆層からなりそれに花崗閃緑岩と石英斑岩が貫入している．　プラットフォーム被覆層のうち　上部シルル系沙帽層と上部デボン系五通層の間及び五通層と中部石炭系黄竜層の間に平行不整合がある．　城門山鉱山では　下部石炭系は欠如している．　なお　揚子プラットフォーム被覆層の詳細は中嶋（1984）を参照されたい．

城門山鉱山は揚子江の南岸にあり（第1図）鉱床地域の大半は揚子江の水面とほぼ同じレベルにある．このため　揚子江の氾濫期には広い範囲に渡って水没して大きな湖ができる（写真1）．この地域の南側には東西に低い丘陵が走り　そのピークは城門山　長山と名付けられている．　この南側の丘陵地にほぼ平行して　長山-城門山背斜が通っている（第2図）．この背斜の軸部に沿って　城門山鉱山の最下層である上部シルル系沙帽層が分布する．　背斜の北翼で　丘陵地と北側の平地の境には　沙帽層上位の五通層がほぼ東西方向に帯状に分布している．

五通層の北縁は　南に急傾斜する逆断層が　これも東西方向に走り　それに沿って

第1表　城門山鉱山の地質層序

第四系 Q		2～124m	土壌
三畳系	下部	大冶層 T_{1d} >200m	薄層石灰岩
			頁岩、石灰岩 Claraia wangi 他
二畳系	上部	長興層 P_{2c} 21m	珪質石灰岩
		竜潭層 P_{2l} 11m	黒色頁岩、含炭層
	下部	茅口石灰岩 P_{1m} 400m	石灰岩、含層状チャート Yabeina sp. Verbeekina sp. 他
			炭質石灰岩 Cryptospirifer semiplicatus 他
		栖霞石灰岩 P_{1q} 63～110m	黒色油臭石灰岩、含珪質石灰岩 Misellina claudiae 他
石炭系	中部	黄竜石灰岩 C_{2h} 18～75m	石灰岩 Fusulinella bocki 他
			ドロマイト、ドロマイト質石灰岩
デボン系	上部	五通層 D_{3w} 53m	石英砂岩、含礫岩 植物化石 Lepidodendron
シルル系	上部	沙帽層 S_{3x} 200m＋	紫色細粒砂岩
			細粒石英砂岩

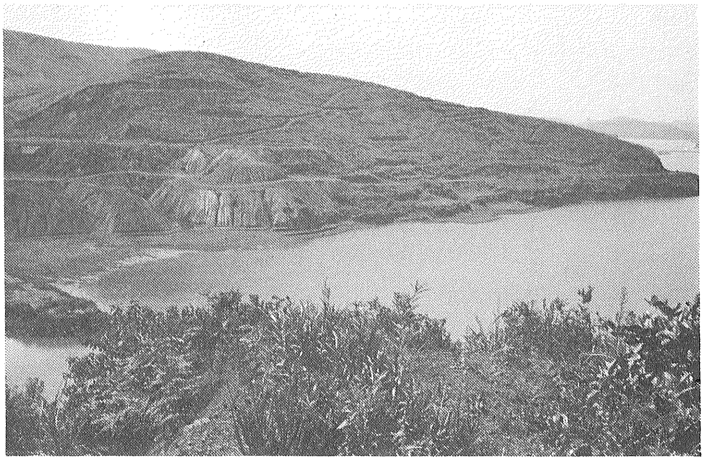
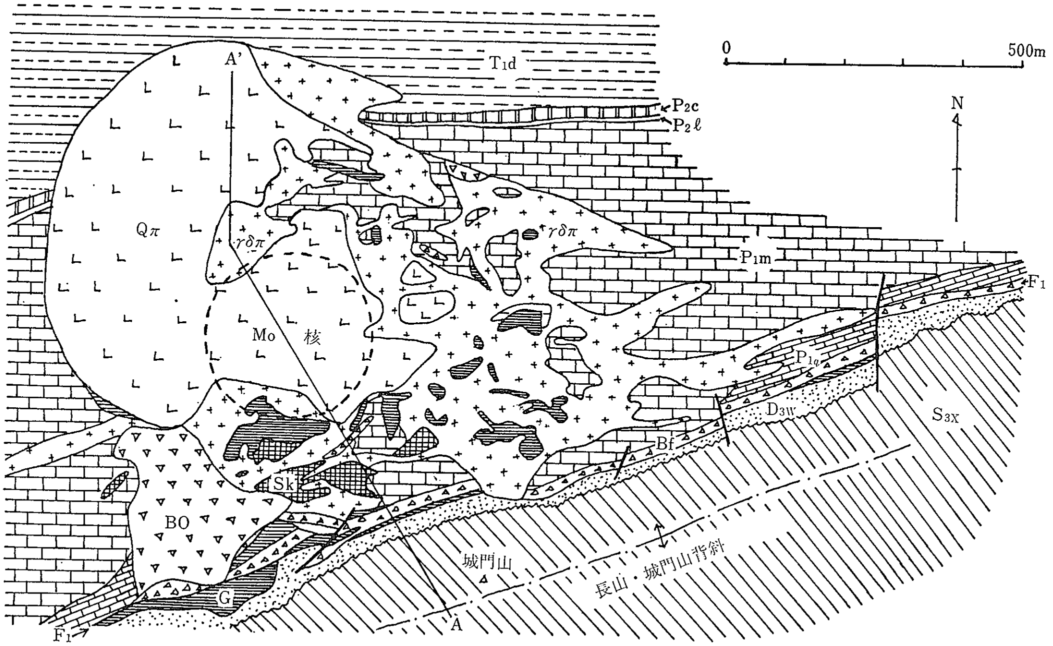


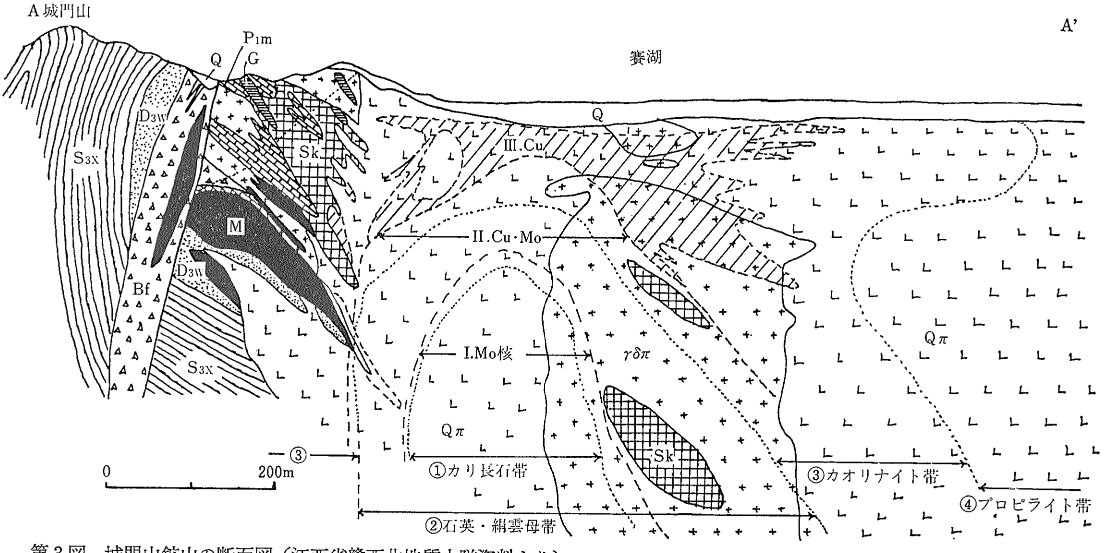
写真1　城門山鉱山．　城門山の山麓（中央）には赤茶けたゴッサンがみられる　手前の湖は賽湖で　この湖の下にポーフィリー型銅鉱床がある．



第２図　城門山鉱山の地質図（江西省贛西北地質大隊資料より）
S3x：上部シルル系沙帽層　D3w：上部デボン系五通層　P1q：下部二畳系栖霞石灰岩　P1m：下部二畳系茅口石灰岩　P2l：上部二畳系竜潭層　P2c：上部二畳系長興層　T1d：下部三畳系大冶層　Bf：断層角礫岩　BO：角礫岩　G：ゴッサン（褐鉄鉱）　Sk：スカルン型鉱床　γδπ：花崗閃緑岩　Qπ：石英斑岩

断層角礫岩が分布する（第２，３図）．逆断層の北側には五通層上位の地層――黄竜石灰岩　栖霞石灰岩　茅口石灰岩――がこの順に重なり　北へ傾斜している．地表では　黄竜石灰岩と栖霞石灰岩の大部分は断層のため欠如しているが　地下では　鉱化帯は黄竜石灰岩～茅口石灰岩の層準に及んでいる（第３図）．

城門山鉱山には　上記の東西系断層を含め　３系統の断層が存在する．東西系断層はこの地域の主断層で



第３図　城門山鉱山の断面図（江西省贛西北地質大隊資料より）．
記号は第２図と同じ．ただしMは層状鉱体（含銅黄鉄鉱）．断面の位置は第２図に示してある．

長期間に渡って活動したものである．　鉱床と貫入岩の分布には　この主断層が大きな影響を与えている．

3)　鉱床

城門山鉱山には　スカルン型　ポーフィリー型　層状の3種の鉱床が存在する．　前2者は　この地域に分布する貫入岩と密接に関係している．　貫入岩には2つのタイプがあり　その貫入時期や鉱化作用との関係を示すと次のようになる．

i.　花崗閃緑岩 ($\gamma\delta\pi$)：143 Ma (K-Ar 黒雲母)，スカルン型銅鉱化作用に関係する．

ii.　石英斑岩 ($Q\pi$)：128 Ma (K-Ar 全岩)，ポーフィリー型銅・モリブデン鉱化作用に関係する．

両岩体を合せた面積は0.8 km^2．　石英斑岩は花崗閃緑岩に貫入し　そのゼノリスを持っている．　両者とも貫入時期は白亜紀前期　すなわち燕山造山期で　それに伴うとみなされる鉱化作用もほぼ同時期ということになる．

スカルン型鉱床は　花崗閃緑岩と茅口石灰岩の接触部に存在する（第3図）．　接触部は　貫入岩体に近い内側接触帯（スカルン帯）と外側接触帯（珪酸塩鉱物-大理石帯）に分けられる．　地上部では　スカルン型鉱床は風化してゴッサンとなっている．

ポーフィリー型鉱床は　石英斑岩を中心に　直径700～800 m のドーム状の鉱化帯をなす（第3図）．　鉱化帯はドームの中心から外側へ向かって　I：モリブデン鉱化帯（モリブデン核）　II：モリブデン・銅鉱化帯　III：銅鉱化帯に分けられる．

鉱床の品位は　モリブデン核で Cu<0.2%　Mo：可採品位　モリブデン・銅鉱化帯で Cu：可採品位　銅鉱化帯で Cu：0.7～1.0%である．　鉱石鉱物は　地表の酸化帯を除くと　主に輝銅鉱　黄銅鉱　輝水鉛鉱　黄鉄鉱などである．　鉱石の産状は　モリブデン核では細脈状又は鉱染状　その外側は鉱染状．

層状鉱は　走向方向に約2 km　傾斜方向に400～500 m続き　厚さ1～2 m．　五通層石英砂岩の直上に重なり　一部は巨礫として断層角礫岩中に取り込まれる（第3図，写真2）．　主に黄鉄鉱と黄銅鉱からなり　銅品位0.5～1.7（～5.7%）　硫黄が30%前後含まれている．

地表部では　この鉱体は完全に風化し　ゴッサンとなっている（写真2）．　地表のゴッサンから地下の層状鉱床を見つけるときには　銅品位が目安となり　およそ0.2～0.4%以上あれば層状鉱床が存在すると判断できるという．

層状鉱の新鮮なサンプルは　ボーリングコアないし試掘坑内でないと得られない．　筆者が城門山を訪れた時には　層状鉱のコアは全て消失していて　手にとれたのは試掘坑口のズリだけであった．　そのサンプルの一部には葉理がみられる．　案内者の江西省贛西北地質大隊リーダー・黄恩邦さんの話では　かつては層理の発達した層状鉱や黄鉄鉱の細粒部と粗粒部が細かく互層して葉理をなしている鉱石が沢山あったという．

4)　変質帯

ポーフィリー型鉱化帯に調和して変質帯がみられる．図3に示すように　中心のモリブデン核は　強い珪化作用を受けたカリ長石帯となっている．　その外側のモリブデン・銅鉱化帯は　石英・絹雲母帯　銅鉱化帯（斜線部）はカオリナイト帯である．　鉱化帯の外側はプロピライト帯で　結局変質帯は典型的なポーフィリー型銅鉱床のものである．

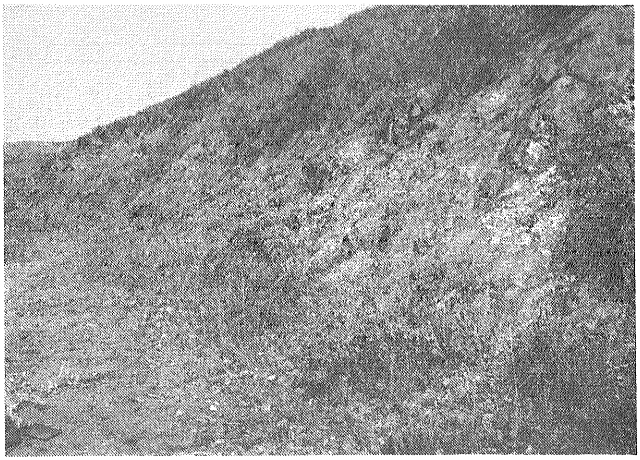
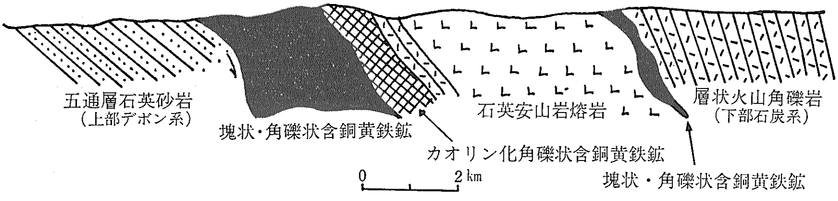


写真2　城門山鉱山．　右側が五通層石英砂岩　左側がその上に重なる層状鉱のゴッサン　地層は左に向かって傾斜する．

5)成因

城門山鉱床の成因についての論点は　前述した揚子江型鉱床の縮図である．　案内者の黄恩邦氏の見解は　層状鉱交代説である．　その根拠を要約すると次のようになる．　i) 層状鉱床は示す放射年代は135 Ma（方鉛鉱）で　この値の他の2種の鉱化作用に関係する花崗閃緑岩や石英斑岩の値に近い．　ii)空間的にみて　スカルン鉱床と層状鉱床は相関している．　つまり層状鉱床の中にスカルン鉱床の一部があったりスカルン鉱床の中に層状鉱床が存在したりする．



第4図
武山鉱山北鉱帯における層状鉱の産状（周ら 1983）.

iii）3種の鉱床の金属鉱物組成が似ている． iv）鉱化作用の温度は中間温度． v）硫黄同位体の δ^{34}S 値は＋22.5‰前後に集中する． 3種の鉱床は地質条件の相違によってできたと彼は考えているが 上述の事柄は必ずしも交代説を強く支持するものではない．

これに対して 南京大学の徐克勤教授によって唱えられた層状鉱同成説がある． 彼は層状鉱は黒鉱鉱床と同様に海底火山活動によって形成されたと考えたが その論拠は前項で述べたところである． この見解に従うならば 城門山鉱山の層状鉱床はデボン紀最末期～石灰紀前期に形成され スカルン型及びポーフィリー型鉱床は白亜紀前期（燕山造山期）に貫入した火成岩に伴う鉱床となり 鉱化作用は2つの時期に分かれる．

なお 城門山鉱山のすぐ西に隣接する同じ揚子江型鉱床の武山鉱山について最近論文が発表された（周ら 1983）． それによると 武山鉱山では五通層と黄竜石灰岩の間に下部石炭系が発達し その中に層状の含銅黄鉄鉱鉱床が存在する（第4図）． 下部石炭系は 石英安山岩・安山岩熔岩 溶結凝灰岩 凝灰岩などからなる． 徐克勤および周らは 層状鉱床と火山岩・火山砕屑岩類との密接な関係から その成因を火山性噴気堆積によるものと考えた． けれども 火山砕屑岩類やその上下の地層はその堆積環境が浅海～陸上であったことを示唆しており 黒鉱鉱床のように深海ではない．

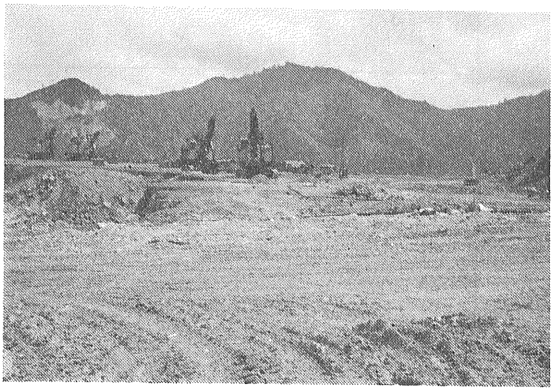


写真3 徳興鉱山の銅廠鉱体南山のオープンピット
向うの山は北山.

徳興鉱山

徳興鉱山については 岸本（1982） 石原（1982）が既に紹介している． また 最近「徳興斑岩銅鉱」（朱ら 1983）と題した詳しい徳興鉱山の報告書が中国で出版されているので その御一読をお勧めする． ここではなるべく重複をさけ 主に今回訪れた際に案内していただいた江西省贛東北地質大隊の胡魁氏の話を中心に紹介しよう．

1） 探鉱の歴史

唐・宋代（618-1279年）に 既に徳興鉱山の銅廠鉱体から銅が採鉱されていた． 戦後の探鉱史に話を絞ると 組織的な探鉱は1950年代に始まり 1957年に至ってポーフィリー型銅鉱床であることが判明した．

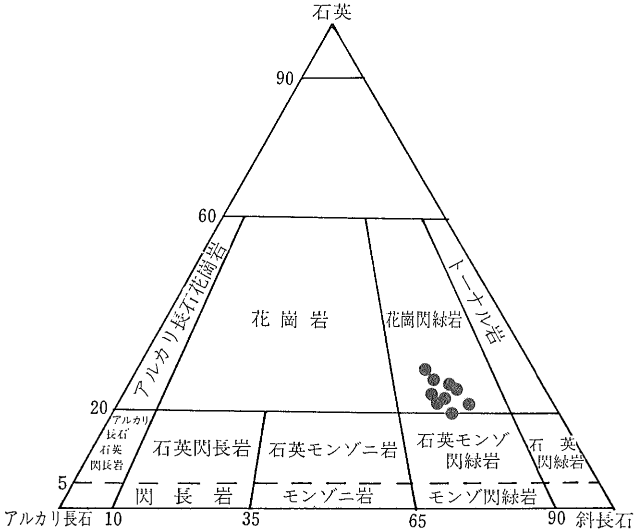
1957年～1959年にかけて さらに探鉱が進められ 朱砂紅と富家塢の2鉱体が新たに発見された． 1962年頃には 銅量510万tが 1975年には銅量824万tが確認されている． この間に打たれたボーリングは総延長25万メートルに達したという．

1958年に採鉱が始まり 1956年7月1日の粗鉱生産は日産2,500t 1966年日産3,500t 1967年6,400tと増え続け 現在は日産10,000tの能力をもつ． 主として銅廠鉱体南山が採鉱されている． 現在は 日本からも採鉱機械が導入され 近代化された設備のもとで生産されている． 人気のないオープンピットは中国らしくない印象を与える（写真3）．

2） 地質

徳興鉱山の地質は単純である． 堆積岩は先カンブリア系双橋山層群の千枚岩と変質凝灰岩が主なものである． その放射年代は1401Ma（Rb-Sr）で 千枚岩には微古生物が含まれている． この先カンブリア系にジュラ紀中期（前期燕山造山）の花崗閃緑斑岩が貫入している（168 Ma，K-Ar；172 Ma，Rb-Sr）． 貫入岩は 他に少量の石英閃緑斑岩と閃緑斑岩がある．

徳興鉱山は 揚子プラットフォームの江南隆起帯南東縁に存在する（第1図）． すぐ南側には NE-SW方向の贛東北断層が通る． この断層は 揚子プラットフォ



第5図　徳興鉱山の花崗閃緑斑岩のモード組成（朱ら　1983より）.

ームとその南側の華南褶曲帯を分ける江山-紹興断層の南の続きである(中嶋　1984). 断層の北西側(江南隆起帯)が隆起し　南東側が沈降している.　西側の沈降量は15,000mに達する.　江山-紹興断層上には超塩基性岩が点在するので　それは恐らく地殻の下部まで達する深部断層である.

贛東北断層よりN60°W方向に走る線上に　前記の花崗閃緑斑岩の小さな岩株状貫入岩体が並んでいる（第7図).　これが徳興鉱山のポーフィリー型銅鉱化作用をもたらした火成岩体である.　花崗閃緑斑岩は　贛東北断層又はそれより派生する断層の活動によって深部よりもたらされたと考えられる.　各岩体は北西に40°～60°傾斜し　北西側深部から南東側上部に向かって貫入している.　周辺には前述の石英閃緑斑岩や閃緑斑岩の支脈が走っている.　これらの貫入岩は　花崗閃緑斑岩→石英閃緑斑岩→閃緑斑岩の順に貫入している.

花崗閃緑斑岩は　斜長石（An_{30-40}）石英　正長石　黒雲母などの斑晶をもち　基質には斜長石（An_{16-20}）と正長石が認められる.　なお　他に燐灰石が多い.　各岩体のモード組成は　それらの大部分が花崗閃緑岩の範囲に入ることを示す(第5図).　平均化学組成は SiO_2：62～66%　K_2O+Na_2O：6.5～7.5%　σ値：2～3　CA：57.4である.　微量元素としては　Cu　Mo　Au　Ag　Ni　Coが認められる.　黒雲母中のCu量は100～750ppm　角閃石中では62～232ppmである.

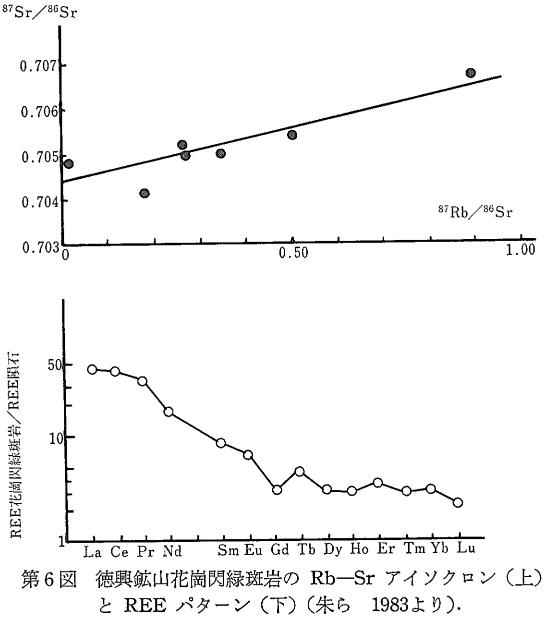
花崗閃緑斑岩はⅠタイプ　磁鉄鉱系に属する.　そのSr初生値は0.7043（172Ma）でマントル起源を示す.　また　REEパターンからそれはソレアイト玄武岩の部分熔融によるマグマから生じたと解釈されている（第6図).　高温型石英の産出　アンデシンの累帯構造（$An_{36}→An_{46}$）熔融組織　カリ長石の秩序度や爆発角礫岩の存在から　地表近くで固結した貫入岩とみられるが　黒雲母や角閃石にはdark rimはなく　接触変成帯を伴うことから　そんなに浅いものでもない.　恐らく2～3km程度の深さと見積られる.　つまりマグマの起源は深部であり　地表近くまで貫入して深結した小岩株ということになる.

3)　鉱床

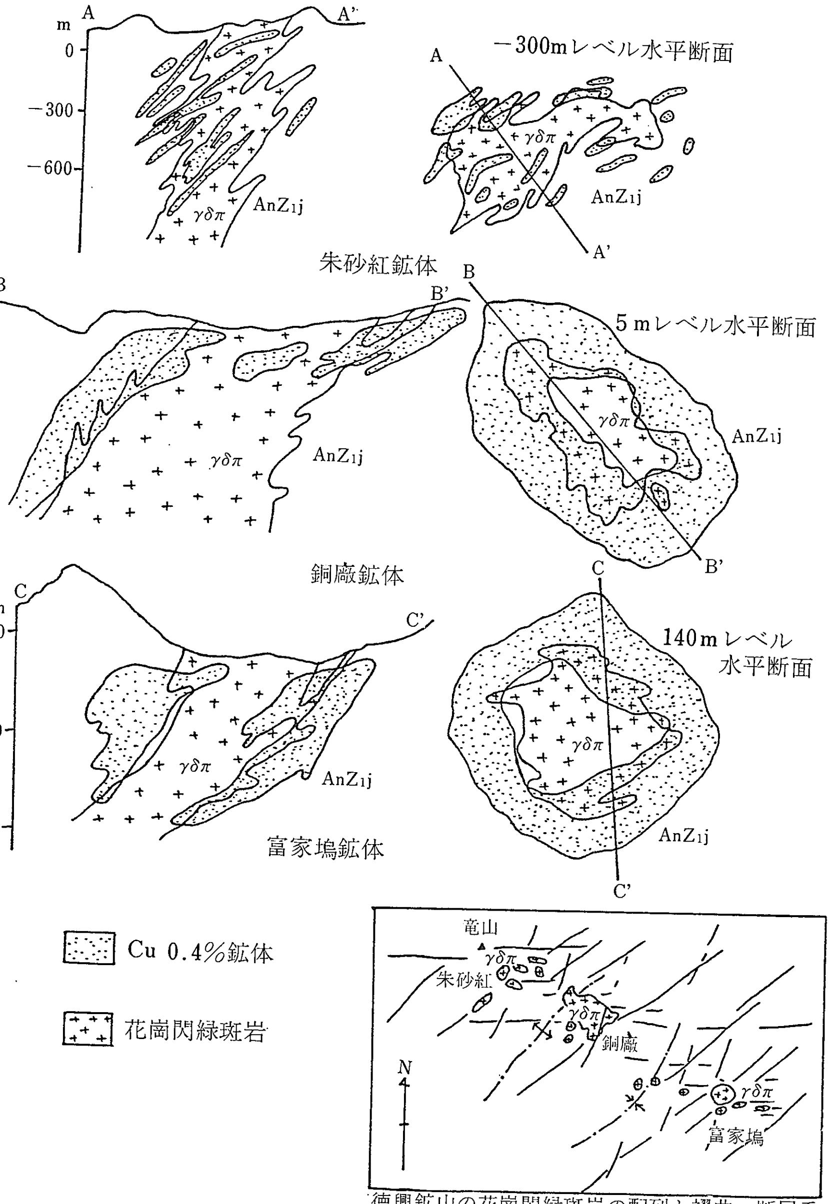
徳興鉱山には　北西から南東に向かって　朱砂紅　銅廠　富家塢の3鉱体がある.　鉱床は第7図に示すように　花崗閃緑斑岩の周囲を取り囲むようにパイプ状に分布しており　中心は鉱化されていない.

鉱体は標高400mから－600mまで達し　その高さは1kmに及ぶ.　実際には　最深部でも鉱床はほとんど変化しないので　もっと深くまで達していると推定される.　富家塢鉱体は　銅廠鉱体に比べやや小さいが　その形状はほぼ同じ.　朱砂紅鉱体は図に示すように不規則な形をしていて　ずっと小さい.

主要な鉱石は　黄鉄鉱　黄銅鉱　輝水鉛鉱（2.3：1：1/54）で　その他砒四面銅鉱　四面銅鉱　斑銅鉱　輝銅鉱　方鉛鉱　閃亜鉛鉱　金紅石　磁鉄鉱　菱鉄鉱　マン



第6図　徳興鉱山花崗閃緑斑岩のRb—Srアイソクロン（上）とREEパターン（下）（朱ら　1983より）.



徳興鉱山の花崗閃緑斑岩の配列と褶曲・断層系

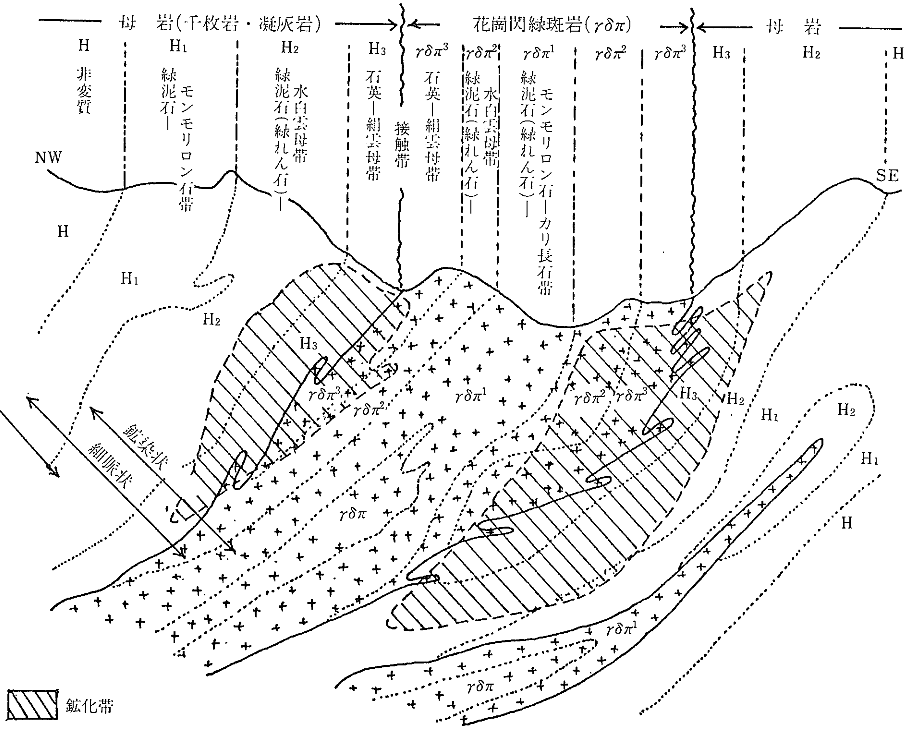
第7図
徳興鉱山の各鉱体の形状.

ガン菱鉄鉱などの金属鉱物が認められる.

鉱石の平均品位は Cu 量で朱砂紅鉱体：0.41% 銅廠鉱体：0.465% 富家塢鉱体：0.53%. 銅品位は北西から南東へ向かって高くなる. その他は 3鉱体全体として MoS_2：0.02〜0.05% Au：0.06〜0.19 g/t Ag：1.02〜3.4 g/t の範囲である. 富家塢鉱体は MoS_2 を平均0.055%含むので ポーフィリー型銅・モリブデン鉱床とされることもある. 他に微量元素として Re Os Te Se Pd Co が認められる.

鉱床の産状は第8図に示すように 母岩と花崗閃緑斑岩の接触帯を中心とする強鉱化帯では鉱染状〜細脈状である. 鉱染状の場合は 平均粒径0.05〜0.1 mm の黄銅鉱 黄鉄鉱が散在している. 細脈は脈幅 1 〜10 mm で輝水鉛鉱はこの産状が多い（写真4）. 鉱化帯の外縁及びその外側になると脈幅 1 〜10 cm 程度の黄鉄鉱脈が現れてくる（写真5）.

微量元素を含め 金属元素の空間分布は表2のようである. 花崗閃緑斑岩の内部から外に向かって Sr・Rb→Sn・W→Mo・Cu・Au→Ag→Ti・Co・Ni・Cr→Zn・Pb→Mn・Ba という変化が読みとれよう. この



第8図　徳興鉱山富家塢鉱体の鉱化帯・変質帯・産状（朱ら　1983より）.

うち Mo・Cu・Au 帯が鉱化帯の中心となる.

4) 変質帯

鉱化作用と変質作用は密接な関係にあるが　石原（1982）が指摘しているように　その様子は北米大陸におけるポーフィリー型銅鉱床のものと若干異なる.　変質帯や変質段階の区分は　中国の研究者によっても少しずつ意見が異なるようである.　第8図に示した変質帯の区分は　朱ら（1983）によるもので　例えば石原（1982）の引用したものや胡氏の変質帯 H_2 は　朱らの変質帯 H_2+H_3 に相当する.　ともあれ　変質の中心は　母岩と貫入岩の接触帯であり　それもカリウム変質帯ではなくフィリック変質帯（石英・絹雲母化）から始まっている.

変質段階の区分となると　もっと意見は別れるが　ここには朱ら（1983）のものを示した（第3表）.　まず　変質作用に先立って花崗閃緑斑岩の貫入に伴い母岩に接触

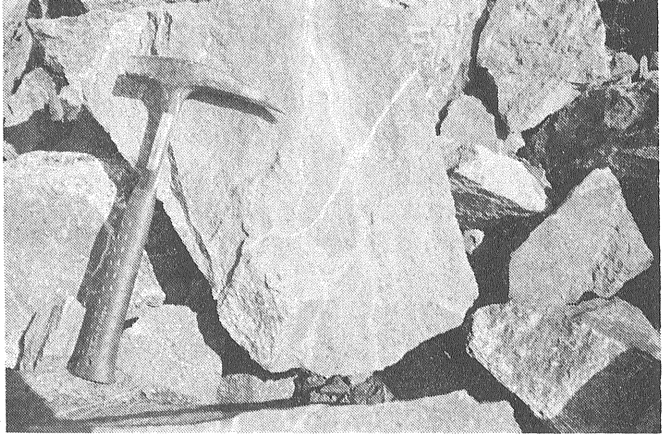


写真4
徳興鉱山・銅廠鉱体の鉱石.　カリウム変質をうけた花崗閃緑斑岩中に黄銅鉱が鉱染状に産する.　中央の垂直に走る二股の細脈は石英脈で　幅1 cm.　この脈は石英―絹雲母―緑泥石変質期のもので　脈の中心は黄鉄鉱・黄銅鉱の鉱化をうけている.　石英脈を切って斜めに走る細脈は　鉱化を伴わないより後期の石英脈.

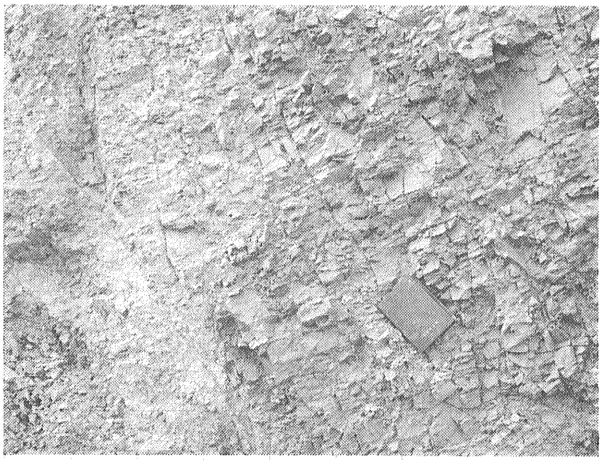
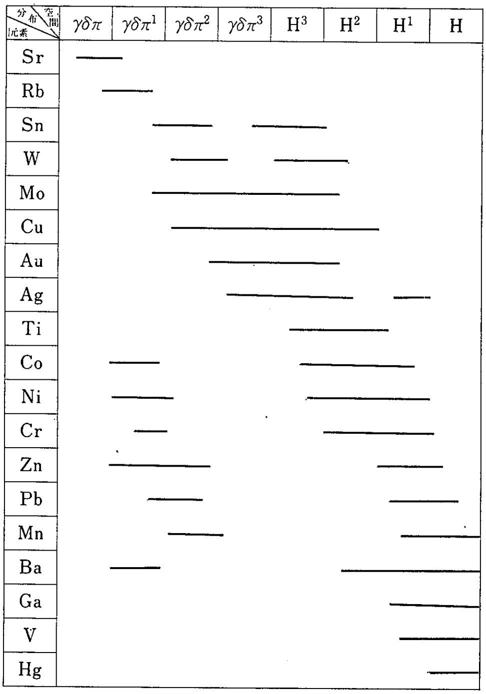


写真5　徳興鉱山・銅廠鉱体の H_2 変質帯中の黄鉄鉱脈　鉱体の外縁付近のもの.

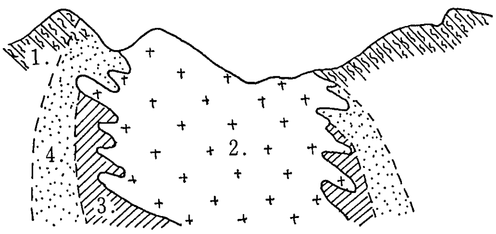
第2表　徳興鉱山における金属元素の分布
（朱ら　1983より）



変成を生じた.　接触変成帯は第9図に示すように　内側のホルンフェルス帯と外側の斑点状千枚岩帯からなる.ホルンフェルス帯には　黒雲母ホルンフェルス　石英・黒雲母ホルンフェルス　長石・石英・黒雲母ホルンフェルス　それに稀に紅柱石・黒雲母ホルンフェルス　菫青

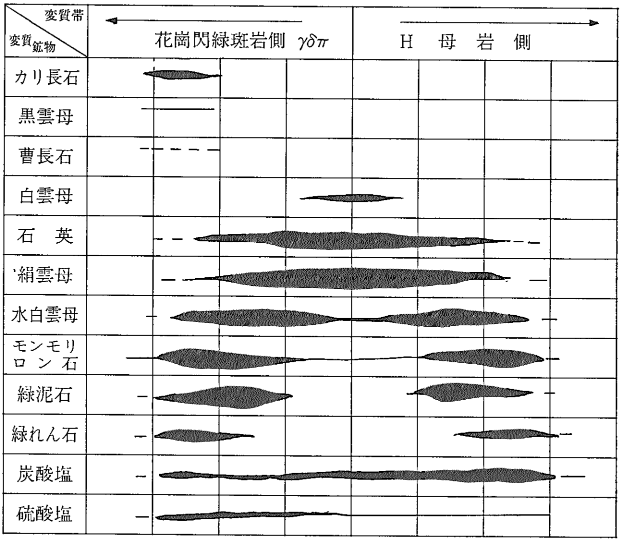
第3表　徳興鉱山の鉱化・変質作用（朱ら　1983より）

変質段階		変質鉱物 主要	変質鉱物 次要	金属鉱物 主要	金属鉱物 次要
カリウム変質		カリ長石、石英	黒雲母、曹長石、燐灰石、電気石、硬石膏	磁鉄鉱	黄鉄鉱、黄銅鉱、輝水鉛鉱
石英—絹雲母—緑泥石変質	前期	絹雲母、石英	白雲母、水白雲母、モンモリロン石	黄鉄鉱、黄銅鉱、輝水鉛鉱、砒四面銅鉱　四面銅鉱	硫砒鉄鉱、磁硫鉄鉱、自然金
	後期	水白雲母、モンモリロン石、石英、緑泥石	絹雲母、緑れん石	黄鉄鉱、黄銅鉱、輝水鉛鉱、砒四面銅鉱、四面銅鉱	鏡鉄鉱、斑銅鉱、輝蒼鉛鉱、自然金、テルル銀鉱
方解石—硬石膏変質	前期	方解石、ドロマイト、アンケライト	錳菱鉄鉱、蛍石　重晶石、沸石	黄鉄鉱、黄銅鉱、砒四面銅鉱、四面銅鉱、	鏡鉄鉱、輝水鉛鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、斑銅鉱、輝蒼鉛鉱、自然金、テルル銀鉱
	後期	硬石膏	石膏	黄鉄鉱、黄銅鉱	輝水鉛鉱



第９図　徳興鉱山銅廠花崗閃緑斑岩の接触変成帯. 1.弱変成千枚岩　2.花崗閃緑斑岩　3.ホルンフェルス　4.斑点状千枚岩

第４表　徳興鉱山における変質鉱物の分布（朱ら　1983より）



石　黒雲母ホルンフェルス　透閃石・黒雲母ホルンフェルスがみられる.　斑点状千枚岩帯の斑点は　主に細粒の黒雲母の集合体である.

変質作用は第３表のように　カリウム変質　石英–絹雲母–緑泥石変質　方解石–硬石膏変質の３段階に分けられる.　カリウム変質はカリ長石化　黒雲母化である.　カリ長石化は　富家塢鉱体では比較的良く発達するが　銅廠と朱砂紅鉱体では弱い.　黒雲母化はいずれも弱い.　カリ長石化は主に貫入岩体内で生じ　カリ長石は花崗閃緑斑岩の斜長石・石英斑晶および基質を交代するか　または花崗閃緑斑岩中に細脈状に産する.　黒雲母化はカリ長石化と同じ範囲で生じ　花崗閃緑斑岩の元の黒雲母・角閃石・斜長石斑晶と基質を交代したり　細脈中に産出する.

カリウム変質をとくに石英–絹雲母–緑泥石変質から分ける理由は定かでないが　その変質期が前者で152～157 Ma（K-Al　石英-カリ長石脈全岩）　後者で112 Ma（K-Al　絹雲母-水白雲母）とズレのあること　第４表に示すようにカリウム変質は強くはなく　一見して石英–絹雲母–緑泥石変質から分けられることによるのだろう.　朱ら（1983）は　カリウム変質の時期が貫入岩の示す年代（172 Ma）に近いことから　後マグマ期の残留ガス一液体が貫入岩の冷却・収縮に伴って　その中に増加しつつある裂かや孔隙を通って貫入岩自身を広く変質させたと解釈した.　これに対して　次の石英–絹雲母–緑泥石変質は　貫入岩と母岩の間隙を通って循環した熱水による変質作用とした.

鉱化・変質作用の主体は　石英–絹雲母–緑泥石変質の段階に行われている.　Cu・Moの主鉱化帯はこの時期に形成され　変質帯の幅は母岩の側600～800 mに達した.　すなわち第８図に示される変質帯の主要部分はこの段階に形成された.　貫入岩の冷却に伴って　接触帯に発達した間隙に沿って上昇した熱水（高温　pH・fo_2の値小　カリウム・揮発成分・鉱石成分に富む）は　広く貫入岩と母岩を変質させた.　まず　貫入岩の長石類はカリウム長石変質でできた長石も含めて　絹雲母・石英によって　また　角閃石・黒雲母（カリウム変質の黒雲母も）は白雲母・石英によって交代され　Fe・Ti分から黄鉄鉱・金紅石が生成された.　母岩の元からあった絹雲母は再結晶し大きくなり一部は白雲母となり　緑泥石は絹雲母に交代され　石英が晶出した.　この過程を経て　接触帯を中心に石英–絹雲母帯（H_3・$\gamma\delta\pi^3$）が形成された（写真６）.

写真６　徳興鉱山・朱砂紅鉱体のH_2変質帯.　千枚岩の片理は消失し　塊状となる.

接触帯の両側へさらに浸透し続けた熱水は

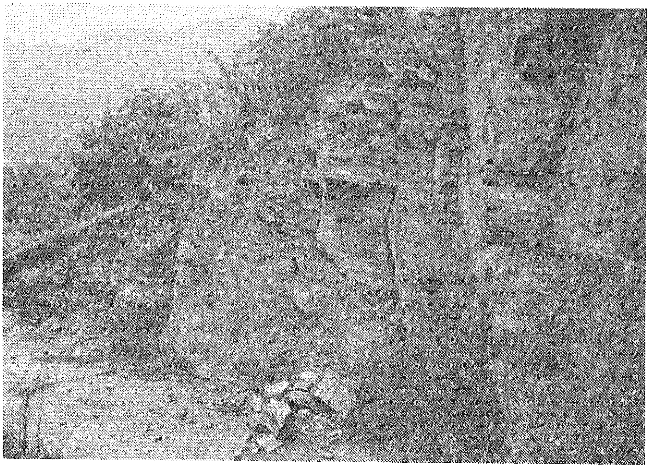
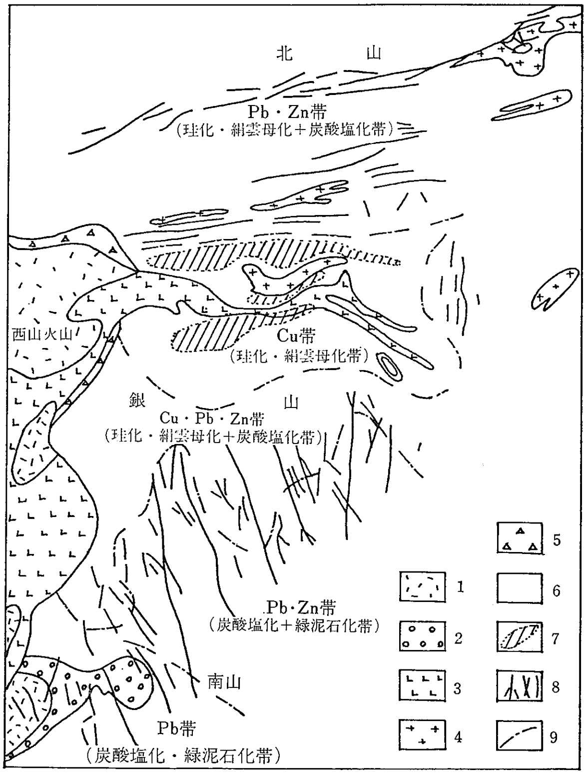


写真7　徳興鉱山・朱砂紅鉱体のH_1変質帯．　千枚岩の片理はまだ残っている．

第10図　銀山鉱山50mレベル平面図．1.火山砕屑岩　2.千枚岩礫岩　3.石英安山岩　4.石英斑岩　5.爆発角礫岩　6.先カンブリア系双橋山層群　7.銅鉱脈群　8.鉛・亜鉛鉱脈　9.鉱帯　変質帯の境界（叶　1983より）．



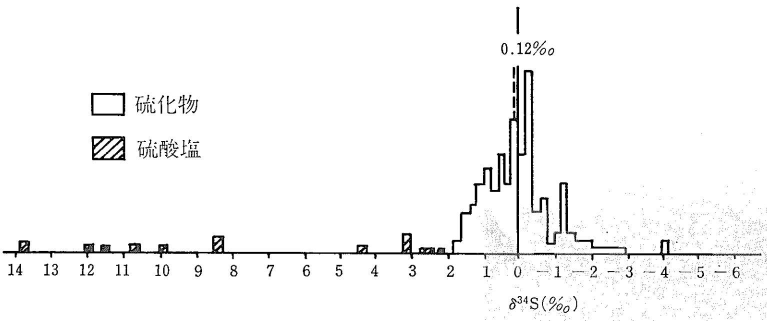
地下水と次第に混合し　温度の降下　pH・fo_2の増加を伴いつつ　K・Siを消耗し　それとは逆にNa・Ca・Mgが増加してゆき　次の変質段階へと移って行った．すなわち　石英–絹雲母–緑泥石変質の後期あるいは接触帯から離れた場所では　貫入岩中の長石類は水白雲母・モンモリロン石・石英に　角閃石・黒雲母は緑泥石へ　斜長石・有色鉱物は緑れん石へと交代され　一方母岩の絹雲母は水白雲母・モンモリロン石へ　Mg緑泥石はFe・Mg緑泥石へと交代され　裂かに沿って緑泥石や緑れん石の細脈が形成された．　これらの交代作用の結果　石英–絹雲母帯の隣りに緑泥石（緑れん石）–水白雲母帯（H_2・$\gamma\delta\pi^2$）と緑泥石–モンモリロン石帯（H_1・$\gamma\delta\pi^1$）が形成された（写真7）．

なお　貫入岩中の早期のカリウム変質帯は　後からの石英–絹雲母–緑泥石変質によって大部分が改変されてしまい　この変質が及ばなかった貫入岩中心部に僅かに残されているに過ぎない（$\gamma\delta\pi^1$のカリ長石）．

方解石–硬石膏変質は最終段階の変質作用で　前段階に比べると強くはないが　その範囲はさらに外側へ広く及んだ．　この変質段階は　浅部鉱化・炭酸塩化（前期）と深部鉱化・硬石膏–石膏化（後期）に分けられる（第3表）．前期では　フェロドロマイト化とそれに伴う黄銅鉱・四面銅鉱の形成があるが　前期の後半には方解石・ドロマイト化が主となり　銅鉱化作用は止り　方鉛鉱が出現する．　また　この時期には黄鉄鉱脈が形成された（写真5）．

鉱化と変質の関係については　モリブデン鉱化が珪化と　銅鉱化が珪化・絹雲母化・緑泥石化・フェロドロマイト化と関係している．　徳興鉱山の地表付近は　広く風化作用を受け　二次富化作用がみられる．　しかし侵食作用も意外に強く　多くは保存されていない．

なお　徳興鉱山のすぐ西に隣接して　江西銀山の銅・鉛・亜鉛鉱床があり　徳興鉱山より幅広く変化する鉱化帯の存在で知られている（第10図；叶　1983）．　鉱化・変質の時期や母岩は徳興鉱山とほぼ同じであるが　鉱床は後期ジュラ系の火山砕屑岩からなる西山火口の東に位置し　中生代陸上火山活動に伴う鉱床である．　火山岩は流紋岩・石英安山岩の熔岩や火山砕屑岩で　石英斑岩



第11図　徳興鉱山の硫化物・硫酸塩の δ^{34}S値（朱ら　1983より）.

石英安山岩 安山岩の貫入岩も伴う． 鉱化作用は 変質帯と調和的に石英安山岩を中心に外へ向かって Cu（ポーフィリー型）→Cu・Pb・Zn（脈状）→Pb・Zn（脈状）→Pb（Ag）（脈状）と明瞭な変化を示す．

5） 成因

流体包有物から鉱化・変質をもたらした熱水の性質をみてみると 銅廠鉱体では塩濃度42～59 wt％で 内KCl 16～20 wt％ NaCl 26～39 wt％を含む高濃度塩水であったというデータが得られている．

鉱化・変質の温度については 各段階の石英中の流体包有物について 均質化温度が全体として100～745°Cという広い範囲に渡り 主なものは150～575°Cに集中することが知られている（朱ら 1983）． これを均質化温度の分布と液体包有物の類型に基づいて分類すると 425～745°C 275～425°C 100～275°Cの3組の温度範囲が認められる． それぞれは ガス・高塩度液体（カリウム変質に相当） 高塩度熱水（石英・絹雲母変質）および地下水で希釈された熱水（石英-水白雲母変質 石英-モンモリロン石変質 石英-緑泥石変質 炭酸塩変質）にほぼ相当する． 接触帯から両側への変質帯の変化 $H_3 \rightarrow H_1$（または $\gamma\delta\pi^3 \rightarrow \gamma\delta\pi^1$）に対応する温度変化はおよそ320°C→150°Cである．

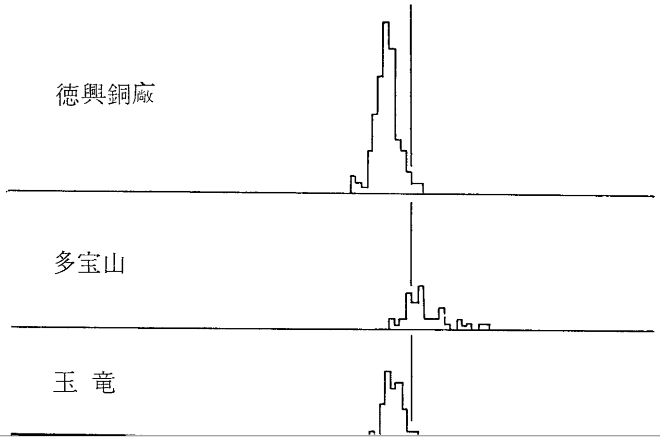
鉱石については 富家塢鉱体の黄鉄鉱 黄銅鉱 石英 石膏の爆裂温度が595～665°C 260～360°C 160～215°Cで この3組の値は上述の均質化温度の3組の値とほぼ一致する． 銅廠と朱砂紅鉱体については 石英 磁鉄鉱 鏡鉄鉱 黄鉄鉱 黄銅鉱の爆裂温度が測定され 高温熱水 高・中温熱水 中温熱水 低温熱水に相応する4組の温度範囲が得られている． なお 金属硫化物の析出範囲は全体として185～275°Cで 黄鉄鉱については160～275°C 黄銅鉱は190～245°Cという値も得られている．

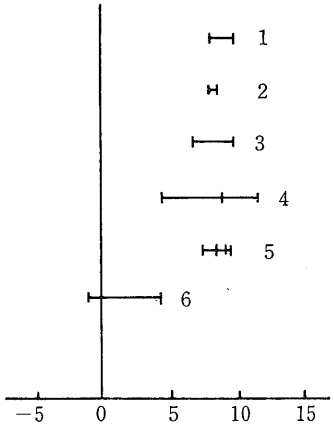
次に鉱石鉱物の元素の起源を金属硫化物を構成する硫黄の同位体からみてみよう． 第11図には 各鉱体から得られた173個の δ^{34}S値を示してある． 全鉱体については δ^{34}S値は－4～+3.1‰の間に入り 平均は0.12‰である． 各鉱体については 朱砂紅－4～+1.1‰（平均－0.48‰） 銅廠－2.8～+3.1‰（平均+0.15‰） 富家塢－0.6～+1.0‰（平均+0.48‰）である（朱ら 1983）． これから分るように δ^{34}S値の変化は小さく 平均値は零に近い． つまり マグマ起源が予想される． 比較のため 中国の他のポーフィリー型銅鉱床や堆積-堆積変成銅鉱床の δ^{34}S値を第12図に示す． ポーフィリー型銅鉱床の δ^{34}S値はいずれも変化は小さく 平均値は零付近にあるが 堆積-堆積変成鉱床の δ^{34}S値の変化は大きい．

鉱石鉱物の金属元素 とくにCuの起源は次のようなデータから推論される． 鉱床の分布域の土壌について CuとMoの含有量を調べると その量の増減は鉱床の分布状態を良く反映していることが知られている． 徳興鉱山では 土壌中にCu量で1,000 ppm以上 Mo量で40 ppm以上あれば その地域に鉱床が存在するという． そこで 鉱化帯の外側まで広く土壌中のCu量を調べてみると 鉱化帯上ではCu量は高く その外側では逆に 幅3～5 kmに渡ってCu量が著しく減る． それを越えると 再び増加し 鉱化作用とは無関係の地域の値に近づく． つまり 鉱化帯を取り囲いて 低いCu量の地帯がある． この地帯のCu量は44 ppm以下 その外側地域の平均は57 ppmである． これがそのまま下にある母岩のCu量を反映するとみなすならば 鉱化帯外周の低いCu量地帯からCuが取り除かれ 中心の鉱化帯に集まったと考えることができよう．

こう仮定して 鉱化帯に集まったCu量を計算してみると 鉱化帯の全Cu量の1/8程度にしかならないという結果が得られた． すると 残りのCuは別の場所から来たと考えねばならない． 鉱化作用に関係したとみなされる花崗閃緑斑岩には Cu量180 ppm Mo量3.4 ppm含まれているので 結局CuとMoは花崗閃緑斑岩の貫入に伴って 地下のマグマからもたらされたということになる．

最後に 鉱液の起源を酸素同位体のデータからみてみ





鉱石については　富家塢鉱体の黄鉄鉱　黄銅鉱　石英

その外側地域の平均は57 ppm である．　これがそのま

第5表　栖霞山鉱山の地質層序（冶金工業部1983より）

ジュラ系	上部	黄石垻層 J_3 紅花橋層 >151m	熔結凝灰岩、凝灰岩、 赤色礫岩、細粒砂岩
	中・下部	象山層群 1000m J_{1-2}	陸成砂岩、含礫砂岩、シルト岩、 泥岩
二畳系	上部	竜潭層 114m P_2^1	灰黒色炭質頁岩、シルト岩、 アルコーズ質砂岩、含炭層
	下部	孤峯層 35m P_1^2	珪質頁岩、チャート
		栖霞石灰岩 185m P_1^1	黒色油臭石灰岩、珪質石灰岩
石炭系	上部	船山石灰岩 40m C_3	石灰岩、Mnドロマイト・レンズ
	中部	黄竜石灰岩 61～87m C_2	石灰岩、ドロマイト、Mnドロマイト
	下部	和州層 4.4m C_1^3	頁岩、泥灰岩、ドロマイト、シルト岩
		高驪山層 13～25m C_1^2	雑色シルト岩、泥岩、細粒砂岩
		金陵層 0～10m C_1^1	石灰岩、シルト岩
デボン系	上部	五通層 180m D_3	石英砂岩、細粒砂岩、シルト岩
シルル系	中・上部	墳頭層 S_{2-3}	シルト岩、細粒砂岩

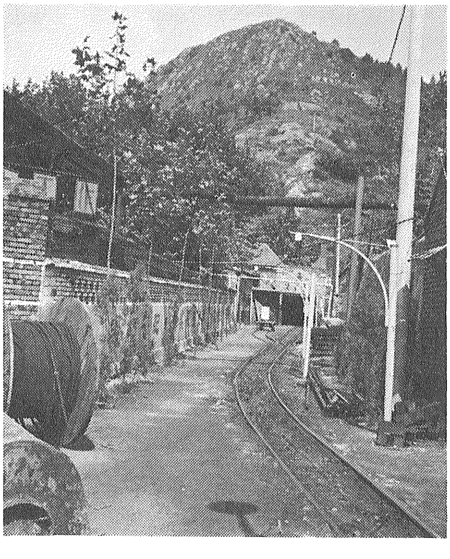


写真8
栖霞山鉱山の坑口　背景の山は栖霞山の西端に当り　北側（左側）へ傾斜する五通層石英砂岩が見える　この地層は逆転しているので右側が上位　坑道は真直ぐ鉱床へと向かっている

岩）高驪山層（シルト岩　泥岩　細粒砂岩）和州層（頁岩　泥灰岩　ドロマイト　シルト岩）からなるが　全体としても40m足らずの地層である．

地質構造上　栖霞山鉱山は江南隆起帯の西に隣接する下揚子沈降帯に属する（第1図）．下揚子北部の南京より上海に至る地域のプラットフォーム被覆層は　揚子江に平行の東西性の褶曲軸をもって強く褶曲している（写真8　第14図）．

第15図の地質断面に見られるように　栖霞山鉱山では直立～逆転するシルル系～二畳系のプラットフォーム被覆層が　中・下部ジュラ系象山層群によって著しい傾斜不整合によって被われている．　これは　ジュラ系下底に大きな造構運動のあったことを示し　その運動は中国ではインドシナ造山に相当するものと考えられている．

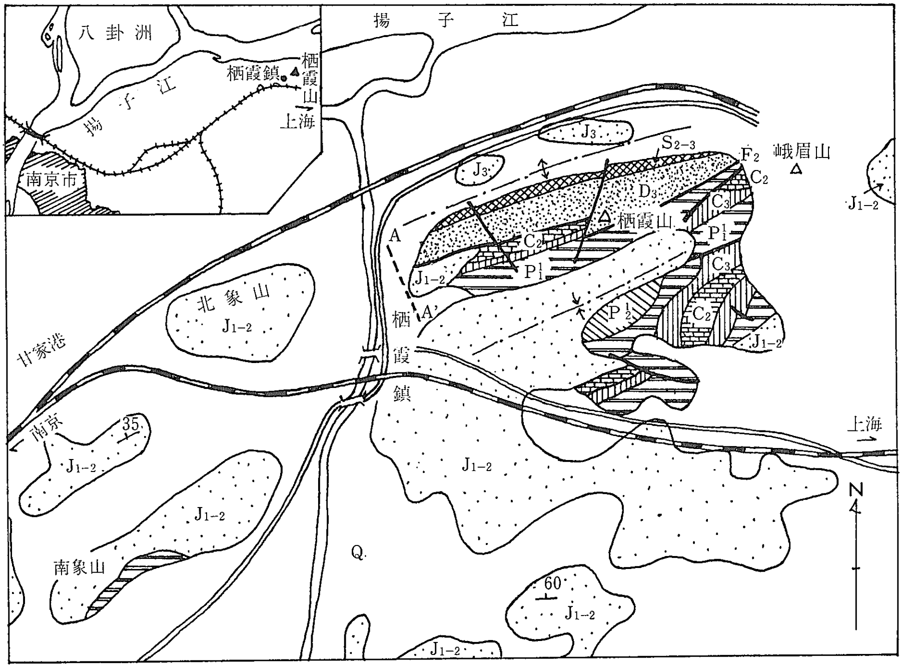
象山層群自身もまた褶曲していて　かつそれを切って南北性や東西性の断層が発達する．これらの褶曲・断層は燕山造山によるものである．

詳しくみると　栖霞山付近には3つの東西性の背斜があり　鉱床は一番北側の背斜の南翼に存在する．　なお　栖霞山鉱山には貫入岩は見出されていない．

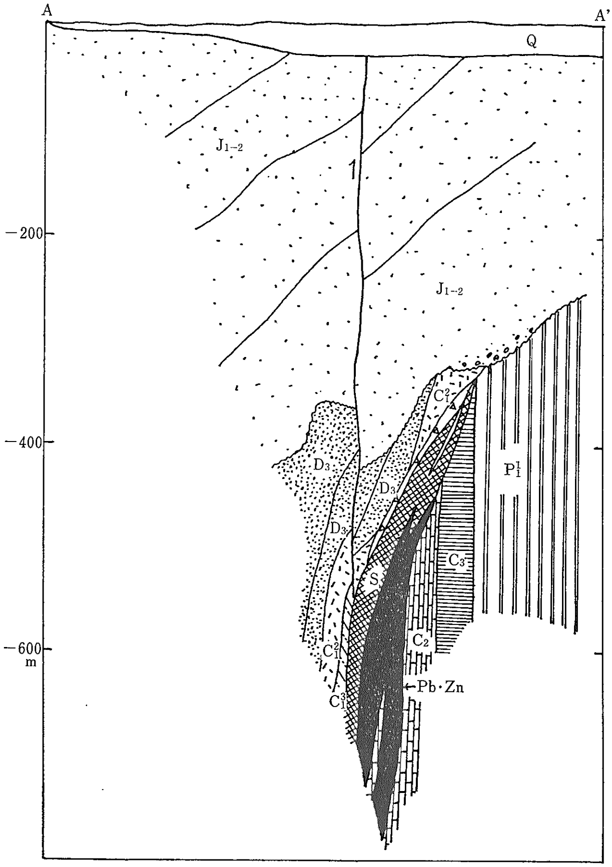
3)　鉱床

鉱床は　全体として層状をなし　その厚さ2～50m　幅850mである．　母岩と同様に直立～逆転している(第15図)．　鉱床の深部における延長は　前述のように坑内では－575mレベルまで確認され　ボーリング・データからはさらに深くまで続くことが知られている．　例に示した断面では　鉛・亜鉛を主とする鉱体と黄鉄鉱を主とする硫化鉱の2層に分れているが　断面の方向によってはこのようにはっきりと2層に分れないこともある．鉱床が同生的で　母岩と同じように逆転しているとみなすならば　鉛・亜鉛鉱は硫化鉱の上位になる．

鉱床はジュラ系象山層群基底の不整合によって切られる．　しかし　不整合面上にも類似の鉛・亜鉛鉱や硫化鉱が僅かに存在する．これは　恐らく不整合形成期に地表に露出していた鉱体の一部が侵食され　再堆積したも



第14図
栖霞山鉱山地質図（冶金工業部1983より）.
S_{2-3}：中部シルル系墳頭層
D_3：上部デボン系五通層
C_2：上部石灰系黄竜石灰岩
C_3：上部石炭系船山石灰岩
P_1^1：下部二畳系栖霞石灰岩
P_2^1：上部二畳系竜潭層
J_{1-2}：中・下部ジュラ系象山層群
J_3：上部ジュラ系紅花橋層
A-A′ は第15図の断面線



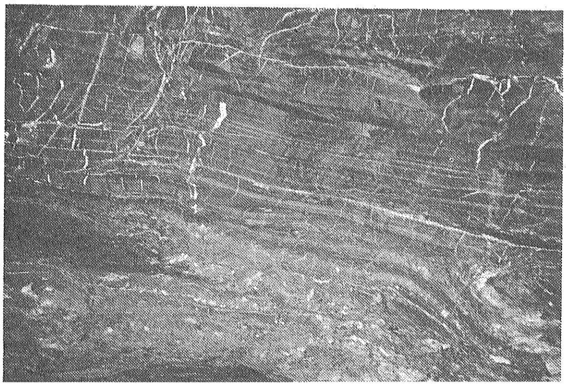
のであろう．

全体として層状の鉱床も　細部をみるとかなり変化に富んでいる．　主な産状は　塊状　縞状　角礫状などで　他に脈状　鉱染状の部分もある．縞状鉱は　全体に葉理が発達し堆積性のものである（写真9）．　角礫状鉱は　断層に沿って分布する断層角礫的なものと断層とは無関係のものがある．　後者は大小様々な石灰岩角礫を含み　いわゆる石灰洞の崩壊角礫岩である（写真10）．

鉱石は一般に細粒で　その組織には　砂状　間粒状　粒状　ポーフィロブラスト　コロフォーム　フランボイダル等が観察される．

鉱床は　地表から−70mレベル付近まではほとんど酸化されていて　それ以深に初生的な鉱石が現れる．　酸化鉱が含まれるので　鉱物組成は複雑であるが　初生鉱床の鉱物組成は単純である．その主な鉱石鉱物は　黄鉄鉱　閃亜鉛鉱　方鉛鉱　菱マンガン鉱である．　また　稀ではあるが　他に黄銅鉱　四面銅鉱　磁鉄鉱　磁硫鉄鉱　菱鉄鉱

第15図
栖霞山鉱山の断面図（冶金工業部　1983より）.
記号は第14図に同じ．ただし C_1^2：下部石炭系高驪山層
C_1^3：下部石炭系和州層　Pb·Zn：層状鉛・亜鉛鉱　S：層状硫化鉱．断面の位置は第14図に示してある．



葉理の発達する薄層（<10cm）も母岩中にみられる.

鉱山を案内してくれた江蘇省冶金地質隊リーダー・陳小丙氏によると　栖霞山鉱山の鉱化作用は次の段階に分けられる.

i)　堆積期

ii)　熱水期

a．黄鉄鉱-菱マンガン鉱期

b．石英-黄鉄鉱期

c．閃亜鉛鉱-方鉛鉱期

d．黄鉄鉱-菱マンガン鉱-閃亜鉛鉱-方鉛鉱期

て分布するものは 零より少しプラスの側に集中している． このように 黄鉄鉱の $\delta^{34}S$ 値は産状によっても異なる．

酸素および炭素同位体組成は 石英の $\delta^{18}O$ 値＋9.36～12.21‰ 方解石の $\delta^{18}O$ 値＋7.65～15.07‰（SMOW）また方解石の $\delta^{13}C$ 値－4.2～＋0.21‰（PDB）という値が得られている． ただ 液体包有物から得られる温度を考慮して これらの同位体組成から鉱液の起源をみた場合 陳氏が考えるように 鉱液が主としてマグマ水に由来するとは必ずしも言い切れないようである．

あとがき

ここに紹介した揚子プラットフォームの3鉱山は いずれも日本にはないタイプの鉱山である． 今回の IT IT プロジェクトで扱った鉱床は 大きく分類すると 1)揚子プラットフォーム被覆層中に胚胎する層状鉱床と 2)燕山造山期の火成活動に伴う鉱床に分けられる(第1図).

1)の鉱床は 銅陵・城門山鉱山に代表される揚子江型鉄・銅鉄床の層状鉱や栖霞山鉱山のミシシッピーバレー型鉛・亜鉛鉱床に当る． 鉱床胚胎層準も 下部石炭系～下部二畳系という共通性をもっている． 今回は取り上げられなかったが 福建省の馬坑型鉄鉱床も揚子江型鉱床と共通点が多い． これらの鉱床は プラットフォーム被覆層中に存在するという点で大陸的なものである．

2)の鉱床は 中国南東部の浙江・福建・広東各省の沿海地区（浙閩粤沿海区）に生じた燕山造山期のカルクアルカリ系陸上火山活動に伴う鉛・亜鉛鉱床 内陸部の下揚子沈降帯を中心に起きたアルカリカルク系～アルカリ系陸上火山活動に伴う寧蕪盆地（馬鞍山など）の玢岩鉄鉱床 江南隆起帯上の徳興ポーフィリー型銅鉱床 またこのプロジェクトに含まれなかったが 南嶺山脈を中心に分布する錫・タングステン鉱床などがあげられる(第1図).

浙閩粤沿海区の鉛・亜鉛鉱床としては第2年度に古宇田技官によって研究された五部鉱山がある（古宇田1983）. この地区には際立って大きい鉱床はないようであるが その地質学的背景は西南日本内帯の濃飛流紋岩類の分布域のものと対応し そこに産する鉱床は我々にとって見逃すことはできない． また それと初年度に石原技官が訪れた下揚子寧蕪盆地の玢岩鉄鉱床（石原 1982）との関係は 燕山造山期の中国大陸縁辺部と内陸部の鉱床を比較するうえでも興味深い． 一般に中国の研究者は 下揚子など内陸部の陸上火山活動は 大陸内陸に生じた深部断層に起因するものとしているので これに随伴する鉱床も大陸的なものである．

このプロジェクトを通して 我々は中国南東部の限られた地域ではあるが そこに産出する鉱床の実体と地質学的な背景を知ることができた． とくに 島弧日本と中国大陸の地質・鉱床の関係はかなり理解しやすくなったように思われる． これらの知見が 今後の日本における鉱床の探査や中国大陸の鉱物資源の把握に少しでも役立つことを願ってやまない．

最後に この研究を通して 研究交流のため最大の努力を払って下された南京地質礦産研究所所長李文達教授次長陸志剛をはじめ陶奎元 張志元 倪若水 晁福為の各氏や所員の方々に心から感謝の意を表したい． また日本にあっては 多くの煩わしい仕事にもかかわらず 労を惜しまずバックアップして下された工業技術院海外技術協力課や地質調査所海外地質調査協力室の皆様に厚くお礼申し上げる．

引 用 文 献

曹執庸ほか3名（1983） 栖霞山鉱床物質成分的多元統計分析．南京地砿研所所刊，vol.4，no.1，p.27-44.

朱訓ほか6名（1983） 徳興斑岩銅鉱．地質出版社，336p.

徐克勤・朱金初・任启江（1980） 論中国東南部幾個断裂拗陥帯中某些鉄銅鉱床的成因問題．国際交流地質学術論文集，no.3，p.49-57.

石原舜三（1982） 中国の鉱物資源①―玢岩鉄鉱鉱床―．地質ニュース，no.334，p.20-32.

＿＿＿＿（1982） 中国の鉱物資源②―ポーフィリー型 Cu，Mo 鉱床―．地質ニュース，no.335，p.18-32.

岸本文男（1982） 中国江西省徳興県富家塢銅・モリブデン鉱床．地調月報，vol.33，no.5，p.251-258.

古宇田亮一（1983） 中国の鉱物資源⑤―鉛・亜鉛鉱業と火山性鉛・亜鉛鉱床―．地質ニュース，no.351，p.48-61.

中嶋輝允（1984） 中国揚子プラットフォームの地質．地質ニュース，no.359，p.42-56.

潘廓祥・連天萍・林永生（1982） 再論馬坑式鉱鉱的沈積―改造（再造）成因．南京地砿研所所刊，vol.3，no.2，p.1-14.

芮行健ほか6名（1983） 中国東南部中生代陸相火山鉛鋅鉱床的若干問題．南京地砿研所所刊，vol.4，no.1，p.45-58.

王文斌・邢文臣・季紹新（1983） 我国層控鉛鋅鉱床的成因分類及若干地質問題的討論．南京地砿研所所刊，vol.4，no.1，p.85-96.

叶慶同（1983） 江西銀山銅鉛鋅鉱床原生鉱化分帯的初歩研究．南京地砿研所所刊，vol.4，no.1，p.1-16.

冶金工業部（1983） 栖霞山鉛鋅多金属鉱床地質参観図冊．江蘇冶金地質勘探公司810隊，7p.

周維康ほか5名（1983） 江西武山銅鉱北鉱帯火山岩及其与成鉱関係的探討．南京地砿研所所刊，vpl.4，no.2，p.47-62.