

## シエラ・ネバダ バソリスの花崗岩系列と鉍化作用

石原舜三<sup>1)</sup>

### まえがき

アメリカ合衆国のカリフォルニア州の東部にはシエラ・ネバダ山脈がある。これはスペイン語で雪に覆われた岩山の意味で、ご本家スペインにも地中海沿岸に存在する。この山地の多くの部分が花崗岩類から構成され、シエラ・ネバダ バソリスと呼ばれている。花崗岩類は中生代の年齢をもち、山地は第四紀にカリフォルニア地塊の西方への傾倒により生じたから、両者は本来は別物であるが、花崗岩の分布と山地とは極めて良い一致を見せている。

シエラ・ネバダ山脈は、花崗岩体の西縁に当たる西麓から徐々に高度を上げ、東側では4,000m級の山稜に至る。最高峰は4,418mのホイットニー山である。雪解け水は西方に流れて日系人が活躍するグレートバレーの大農業地帯に豊富な水をもたらし、またクレメンタインの歌で知られるマザー・ロード起源の砂金(石原, 1986)の濃集をもたらした。一方、山地の高所では、第四紀の氷河作用を受けたため白い花崗岩が氷河に削られ白亜の岩壁を作り、ヨセミテ国立公園などの名勝を生んだ(口絵1, 3)。エル・キャピタン(口絵2)やハーフ・ドームなどの花崗岩の絶壁は紺碧の空に直立して1,000mに達する垂直な壁を有し、格好な岩登りの場になっている。

シエラ・ネバダ花崗岩類の研究は地元のアメリカ合衆国地質調査所メンロパークやカリフォルニア大学の研究者を中心に行われているが、中でも地質調査所のP. F. Batemanをリーダーとする図幅調査組が1950年代から入山し、フィールドワークのほか同位体測定など近代的な手法で次々と新しい成果

を出し、1960年代の世界の花崗岩研究を引っ張った。彼のライフワークはBateman (1992)に集大成されている。

シエラ・ネバダの調査は二つの点で地質家にとって理想郷である。一つは氷河に削られ、岩石の露出状態が極めて良く、花崗岩に見られる内部構造が鮮明に観察出来るほか、新鮮な岩石が採取しやすい点である。1977年にベイトマン氏が来日した折りに中部地方領家帯を案内したが、彼の第一声は“こんな露出が悪い所でよく花崗岩の研究が出来るな、Shunso”であった。路傍のカッティングはセメントで覆われ、日本の岩石の露出状態は今では更に悪くなっていると言って過言でない。

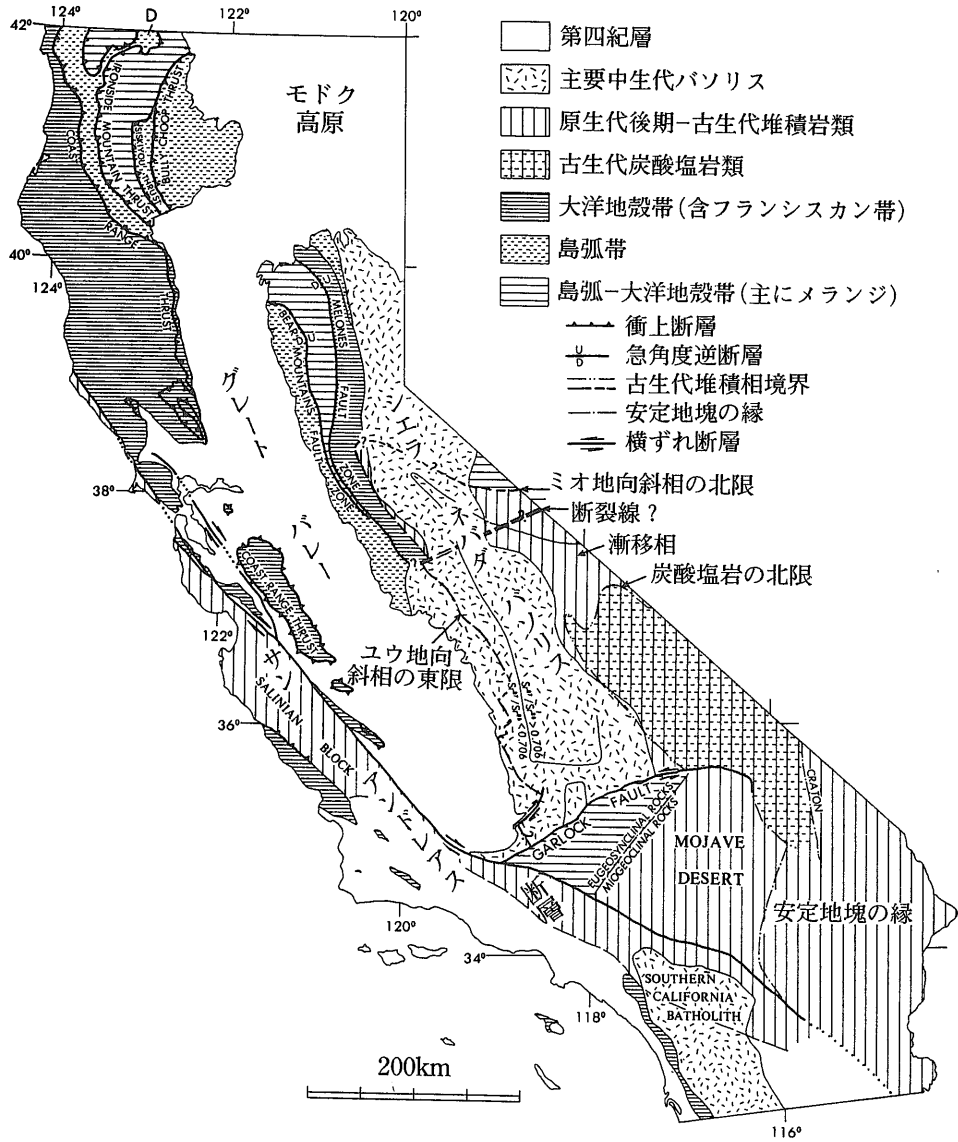
第2点は調査環境の素晴らしさである。夏期調査は絶好の“避暑地”であるばかりでなく、樹木も適当にあり涼しく、ガラガラ蛇・熊を殆ど見ることもなく、つたうし(poison oak)・いらくさ(nettles)・チンカピン栗(chinquapin)など地質家を苛立たせるものも少なく、北アメリカ大陸の北部の調査で悩まされる蚊や蠅もいない。また道路や山道も比較的



写真1 シエラ・ネバダ西麓で巡検の説明を行うP. ベイトマン氏, 1978年9月。

1) 地質調査所 顧問

キーワード: シエラ・ネバダ, 花崗岩, チタン鉄鉍系, 磁鉄鉍系, 帯磁率, タングステン鉍床, マザーロード



第1図 カリフォルニア州の地帯区分 (Albers, 1981).

多く、政府機関用にトレーラーハウスを持ち込める基地が整備されており、水道・ガスなども使える。基地から離れるとテント生活となるが、これも水や立地に恵まれている。

### 地質の概要

シエラ・ネバダ バソリスは地質的には北アメリカ大陸地塊の西縁に位置する。すなわち、内陸の先カンブリア紀の基盤岩類を覆って原生代後期-古生代の“ミオ地向斜”堆積岩類が分布し、その西側

に古生代-中生代の大洋地殻・“ユウ地向斜”堆積岩類が付加している。付加帯は西から、サン・アンドレアス断層に沿って北上して来たと思われる大洋地殻とサリニアン ブロック、その東側にフランシスカン変成岩類を含む大洋地殻帯が広く分布し、更に東側に島弧帯、メランジ帯、そしてメロネス断層に沿いの蛇紋岩帯からなる(第1図)。以上のうち、島弧帯以東の諸岩石にシエラ・ネバダの花崗岩類が貫入する。

被貫入岩類は一般的に未変成であり、著しい褶曲作用を受けている。これら被貫入岩類は層理

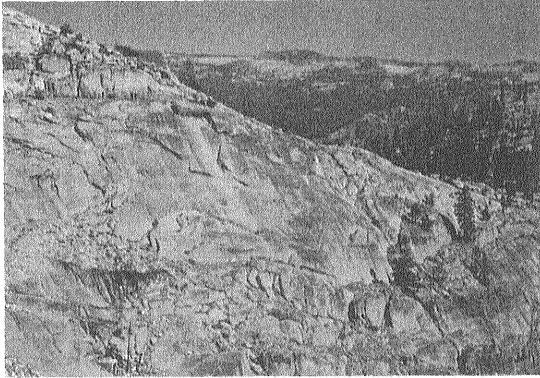


写真2 シエラ・ネバダ中腹の素晴らしい花崗岩露頭。コートライト ダム付近。

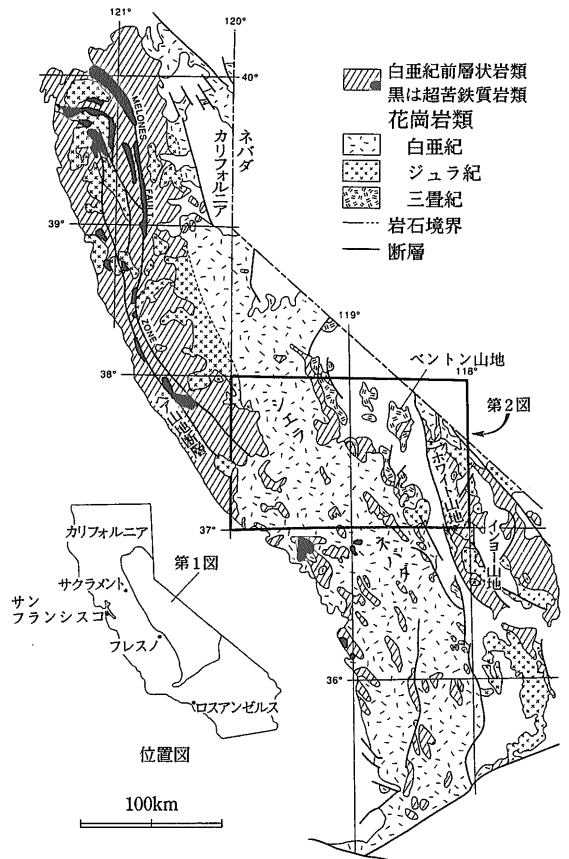


写真3 ハーフ・ドーム花崗閃緑岩の全面露頭。ハーフ・ドーム近く。

面・壁開・褶曲帯のいずれもN35°Wを持ちバソリスの伸長方向と同一である。変成岩類(堆積岩・火山岩源)は少ないが、弱変成岩類がバソリス西縁のほかバソリス中の一部に残存し、その原岩の年代は化石と放射性年代からカンブリア紀初期～白亜紀初期と同定されている。

被貫入岩類中の火山岩類中には、花崗岩類と同源のものは少ないようである。最も確実なものは白亜紀中期のミナレット火山岩類が、メルシド・ピーク、プエナ・ビスタ、ウォシュバーン・レイク花崗岩群と同源であり、三疊紀後期のシーライト花崗岩群とコイブ火山岩類との関係も同様である。パークロフト石英モンゾニ岩と近くの火山岩類なども同源と思われるが、これについては火山岩類に石英モンゾニ岩より若い年代も出ていて、若干問題がある。

シエラ・ネバダの花崗岩類は斑れい岩～優白色花崗岩から成るが、トナル岩、花崗閃緑岩・花崗岩が最も多い。これらは一般には中～粗粒であるが、小岩体では細粒である。一般に等粒状であるが、花崗閃緑岩と花崗岩との境界組成の岩石でカリ長石の巨晶を持つことがある。トロニウム石と花崗岩の多くを除き、角閃石が共通の苦鉄鉍物で、 $Al_2O_3$  に関して言えば、ほとんどがメタまたはパラアルミナスである。著しくパーアルミナスのものはホワイト山地に産出するに過ぎない。すなわち極めてIタイプのである。両雲母花崗岩は細粒で、西麓の一部に分布する。シエラ・ネバダ バソリスの南東方にはホワイト山地、インヨー山地花崗岩類がある。これらはシエラ・ネバダ花崗岩類と関連するが別単



第2図 シエラ・ネバダ バソリス地質図 (Bateman, 1992).

元の花崗岩類として取り扱われている。

シエラ・ネバダ花崗岩類では、多くの鉍物および全岩法に基づく年代決定が行われており、時代的に帯状配列を示すことが解っている(第2図)。三疊紀後期のシーライト花崗岩群はシエラ・ネバダ山

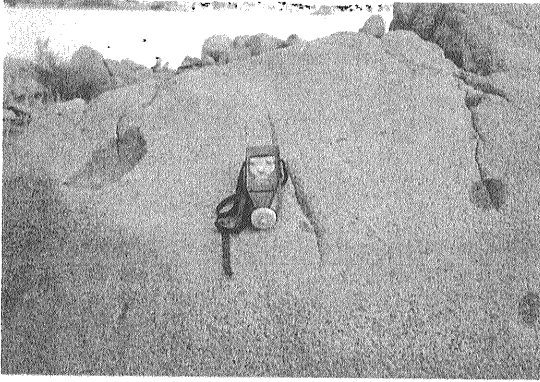


写真4 シエラ・ネバダ西麓のトナル岩. 塊状で苦鉄質包有物が散点するもの.

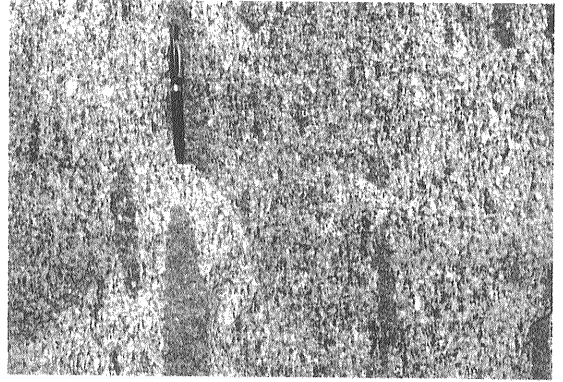


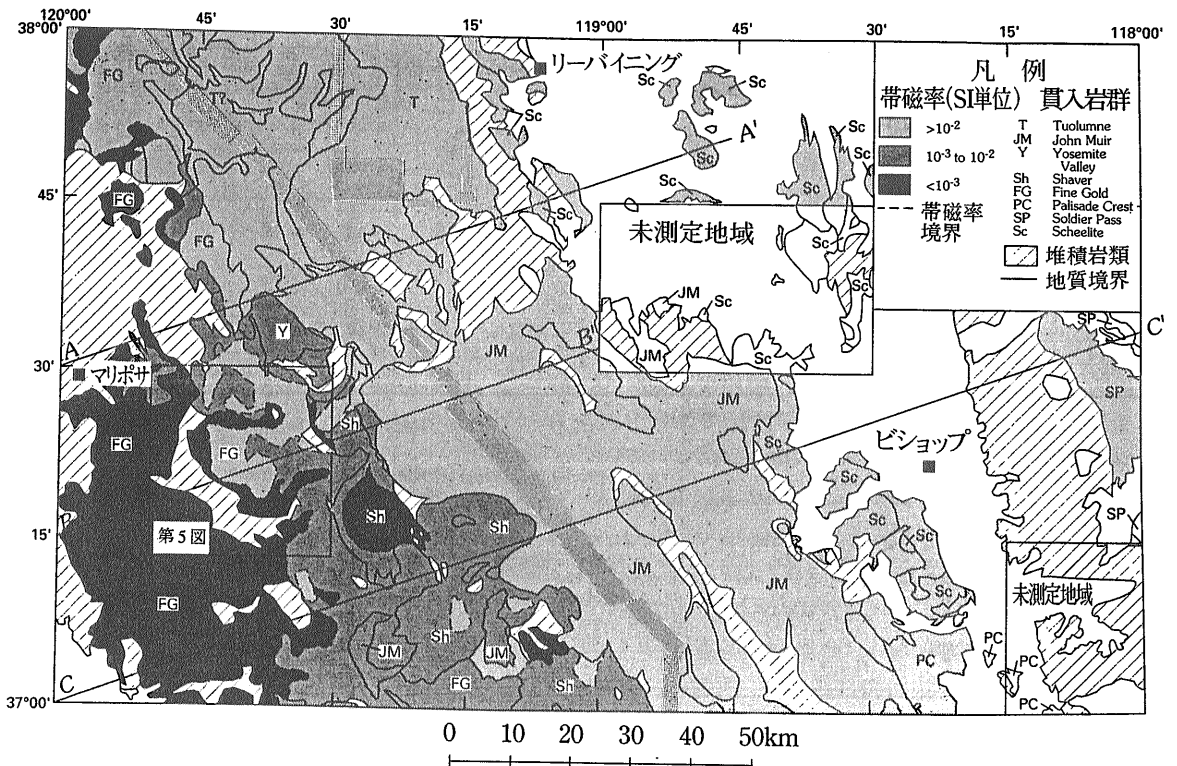
写真5 シエラ・ネバダ西麓のトナル岩. 片状構造を持つディンキー・クリーク花崗閃緑岩の一部.

脈の東麓やベントン山地等に分布する. ジュラ紀花崗岩類は北西と南東部周辺部に対称的に現れ, 中心部に白亜紀花崗岩類が露出する. この時代のものが最も卓越する. マリポサービショップ (位置は第3図参照) を結ぶN37-38° 地域では, 西から東に114, 103, 98, 90-85Maの放射性年代を示す.

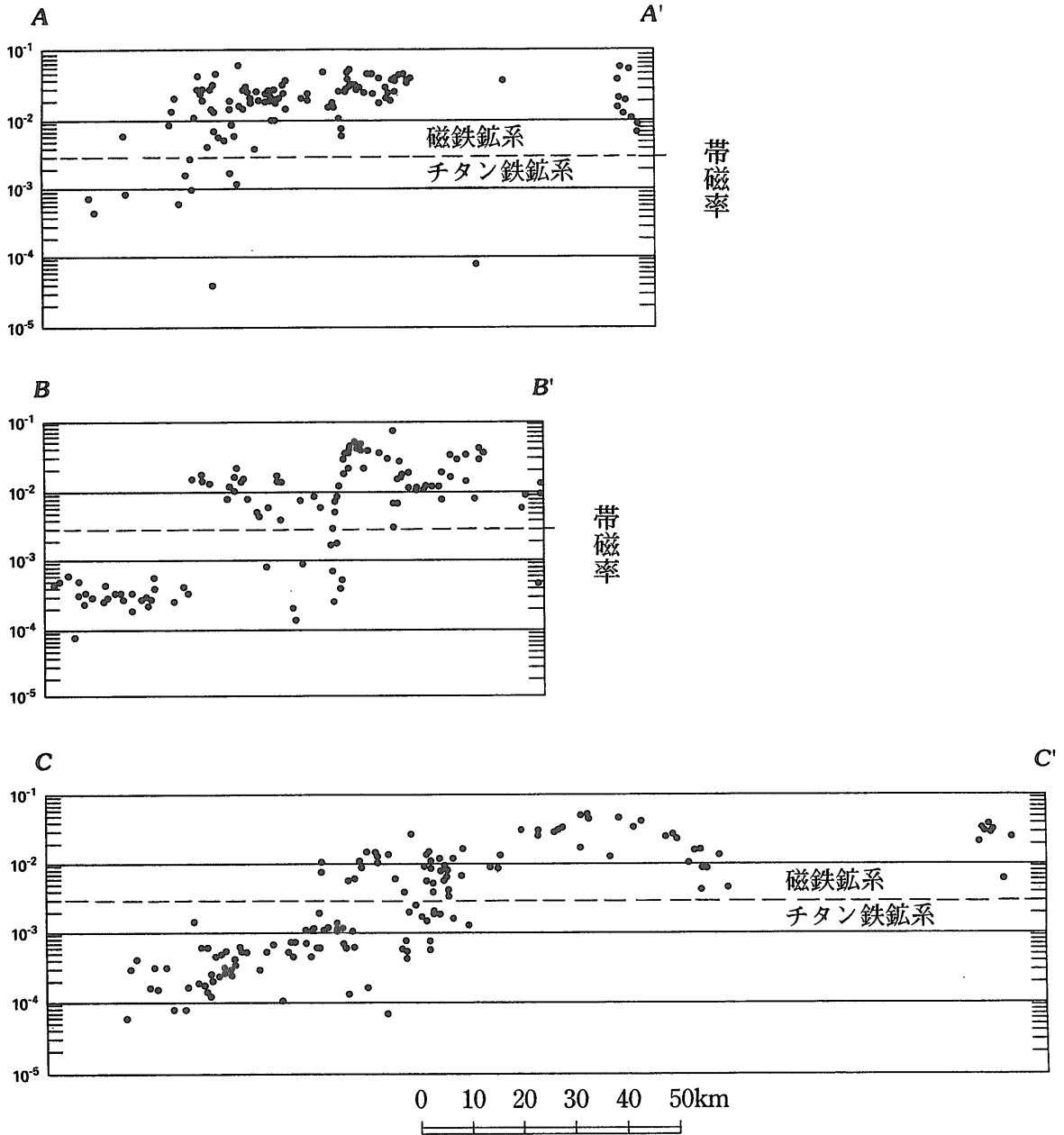
花崗岩類はこれら年代と無関係に地域的な組成変化を示す. 西麓ではトナル石が最も卓越し, 次

いで黒雲母花崗閃緑岩・花崗岩, 少量のトロニウム岩から成る. より東方のバソリス中軸部では, 角閃石-黒雲母花崗閃緑岩が卓越し, 黒雲母花崗岩を伴う. ホワイト山地, インヨー山地では (第2図), ジュラ紀花崗岩類はモンゾニ岩・石英モンゾニ岩・花崗閃緑岩・花崗岩から成るが, 白亜紀のものは全て花崗岩組成である.

構成鉱物のモード比について見れば, カリ長石



第3図 マリポサービショップ横断面の花崗岩類と帯磁率 (Bateman et al., 1991).



第4図 シエラ・ネバダ バソリス横断面(東北東-西南西方向)の帯磁率変化。断面線の位置は第3図(Bateman *et al.*, 1991)。帯磁率は以下の図について全てSI単位。

が西域の平均約4%からバソリス東部やホワイト山地で平均30%に増加し、斜長石はバソリス内で西から東へ60%から30%に低下し、ホワイト・インヨー山地がまた少し上がる。苦鉄質鉍物総量は不規則に変化し、平均14%から4%に低下し、ホワイト山地のジュラ紀花崗岩では10%に増加する。石英は大きな変化はなく、シエラ・ネバダ、ホワイト山地

両岩体で、20~30%含まれる。

以上を反映して、化学成分については $K_2O$ が東方へ増加、 $CaO$ 、全Fe、 $MgO$ が東方へ漸減する。アルカリ・ライム指数( $SiO_2$ に対する $CaO/Na_2O + K_2O$ の交点)は西麓で64、東域で55と上昇するが、その増加は $SiO_2-K_2O$ プロットにおけるほど著しくない。微量成分ではU、Th、Rb、Be、Ta、Ba、

REE, 酸化度指数 (モル比  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 100$ ) /  $(2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ , Sr 初生値が東方へ増加し, Nd 初生値は東方へ低下する。

### 帯磁率の変化

Bateman *et al.* (1991) はこのシエラ・ネバダ バソリスの帯磁率をマリボサからビショップに至る中心部で, 6,000個について測定した。測定は切断岩石 (厚さ2cm 表面積70cm<sup>2</sup>以上) について行われた。その総括を第3図に示す。

この図で明らかのように帯磁率が  $1 \times 10^{-3}$  SI より低い岩石は岩体西部の西部変成帯に接する部分で見られ,  $1 \times 10^{-3} \sim 10^{-2}$  の値はその東側に, その更に東側の主要岩体は  $1 \times 10^{-2}$  より大きい。磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の境界は  $3 \times 10^{-3}$  SI であるから, シエラ・ネバダ岩体の主要部分は磁鉄鉱系花崗岩類から構成されることが明らかである。

岩体西部の低帯磁率岩体の岩群名を挙げれば, ファイン・ゴールド花崗岩群 (白亜紀初期, 第3図の FG) に属するバス・レイク トナル岩ほか, シェイバー花崗岩群 (白亜紀初期), ヨセミテ・バレー花崗岩群のエル・キャピタン岩体 (白亜紀初期), 第3図北西部の若干のジュラ紀後期の花崗岩類などである。しかし, ファイン・ゴールド岩群も東部では中間的帯磁率を示し, シェイバー岩群も大部分は中間的である等, 既存の岩相区分による岩型と磁鉄鉱含有量, すなわち形成時の酸素フェガシティに基づく分類とは一致しない (第3図)。

東部の高帯磁率花崗岩群の著名なものは, 白亜紀後期の年代を持つウォッシュバーン湖, メルシド・ピーク, プエナ・ピスタ・クレスト, ツォルム, ジョンムア, ジュラ紀中期のパリセイド・クレスト, 三疊紀後期のシーライト, 更にこのバソリスの東側に少し離れて分布するホワイト山地のソールジャー・パス花崗岩群 (ジュラ紀中期) である。

第4図は帯磁率測定値をほぼ東西に横断する形で北から南に並べたものである (第3図に断面線の位置)。これらの図は既述の平面分布を反映しており, 非対称変化を明瞭に示している。西側では全体的にチタン鉄鉱系の値であり, その東側で磁鉄鉱系の値にチタン鉄鉱系の値が混在する (Bateman *et al.*, 1991 の中間値帯)。この帯はこれまでの



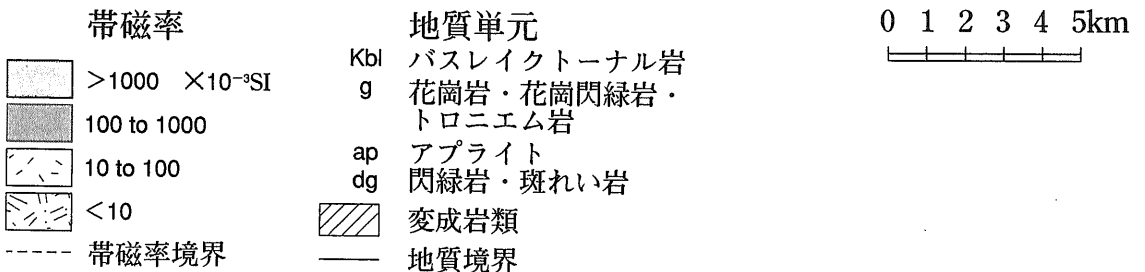
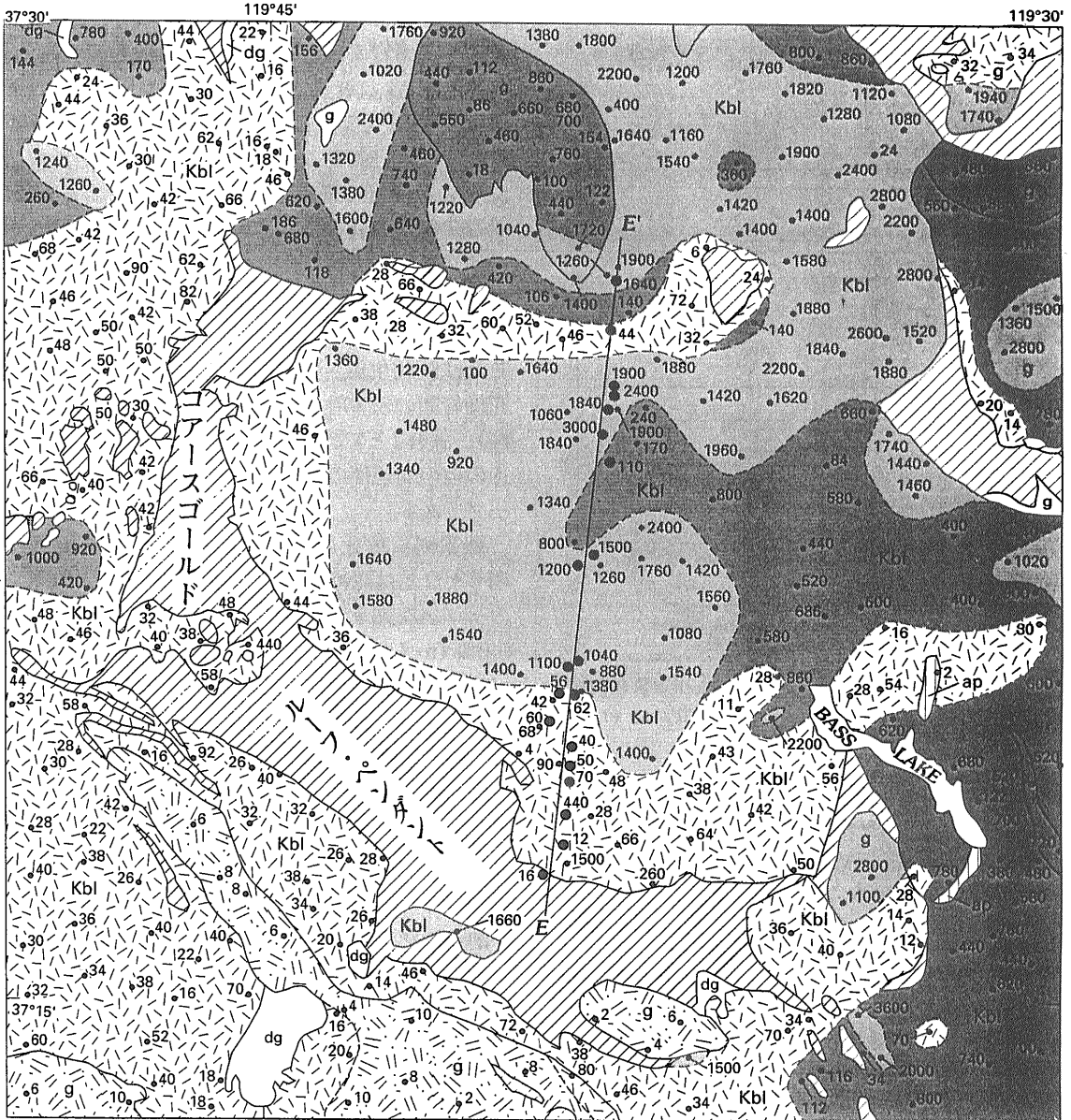
写真6 バソリス中央部を占めるギブスン山花崗閃緑岩。剪断運動の後, アプライト岩脈の貫入を受ける。

種々の提案線にほぼ一致する。すなわち,

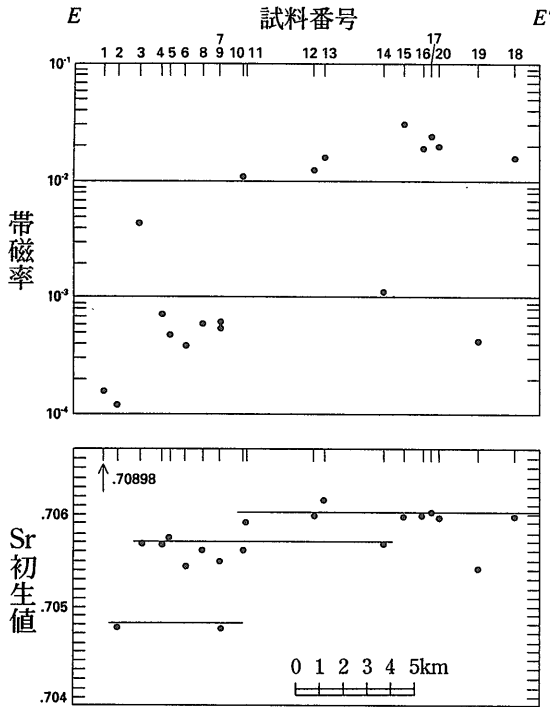
- 1) Moore (1959) の石英閃緑岩線。これはトナル岩が卓越する地帯の東端に引かれるものであり, それはシエラ・ネバダのみならず, アメリカ大陸のコルディレラ花崗岩類全体について見られる。その原因は, 西側では大洋地殻物質か下部地殻物質が溶けた結果, 苦鉄質マグマが発生・上昇し, 東側では大陸地殻が厚く珪長質な上部地殻物質が溶融したために花崗岩質マグマが発生した結果と考えられた。
- 2) 西麓スーチャーの提案 (Saleeby, 1982)。第2図の超苦鉄質岩帯は大陸地殻と大洋地殻のスーチャーを示す名残である。シエラ・ネバダ花崗岩体はその基盤を切って貫入しているが, 花崗岩の性質はSr 同位体比や  $\text{K}_2\text{O}$  量において見られる様に, その基盤岩の差を反映している (Kistler and Ross, 1990)。
- 3) 数千カ所の地下水孔に見られる地下水の性質変化。NaCl を主体とし溶存成分が平均  $1,300\text{mgL}^{-1}$  は西側に, 重炭酸塩が主体で溶存成分が少ない地下水は東側に分布する (Mark and Ferrell, 1979)。彼等はこの現象を沈み込んだ大洋地殻中の海成堆積物にトラップされていた化石海水が西部のスーチャーゾーンに沿って上昇した結果と考えた。

### ルーフ・ペンダントの役割

シエラ・ネバダでは, かつてのマグマ溜まりの天盤や側壁の名残であるルーフ・ペンダント (口絵5)



第5図 コアース・ゴールド ルーフ・ペンダント付近の花崗岩類の帯磁率変化. 小円は測定値. 大円は第6図の使用値.



第6図 コアース・ゴールド南北断面の帯磁率とSr初生値の変化。断面線位置は第5図 (Bateman et al., 1991)。

やセプタ(口絵6)を、各所で教科書的に見ることが出来る。ルーフ・ペンダントの近くで帯磁率が低下することはしばしば認められるが、第5図は西部域で著名なコアース・ゴールド ルーフ・ペンダント付近の一例である。このルーフ・ペンダントは三疊紀からジュラ紀の変成堆積岩・火山岩類からなる。地域南部の帯磁率が著しく低い $0.1 \times 10^3$ SI以下の岩石は優白色花崗閃緑岩とトロニウム岩からなり、苦鉄鉱物容量比が10%を切る部分である。すなわちここは全鉄含有量に関係しているようにもみれる。更に興味深い事実は同じバス・レイク トナル岩中の帯磁率が極めて急に変わる点にある。例えば半月状のルーフ・ペンダントの内側で $100 \times 10^3$ 以下の値がルーフ・ペンダントを離れると極めて急激に $1,000 \times 10^3$ となる。この点に関してBateman et al. (1991)は早期の周辺相とより後期の内部相が存在する結果と考えているが、露出がこの地域では悪く、その様な貫入関係は観察されていない。

Ishihara and Sasaki (1989)はコアース・ゴールド周辺を含む西部域のチタン鉄鉱系花崗岩類の岩石硫黄が負の同位体比( $\delta^{34}\text{S} = -5.3 \sim -3.7\%$ )を示

し、東側の磁鉄鉱系の値(1.0~4.0%)と異なることから花崗岩が還元種となった原因をルーフ・ペンダントを含む被貫入岩からのC, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>Sなど還元材の混入によるものと考えた。一方, Bateman et al. (1991)は第5図E-E'の南北断面線で20個の花崗岩の帯磁率, Sr初生値,  $\delta^{18}\text{O}$ を求め、異なる結論に達した。試料1はルーフ・ペンダントの周辺部から選び、試料2-9は低帯磁率岩類の南部から、残りは北部から選んだ。試料1はルーフ・ペンダントそのものであり、褶曲した堆積岩である。これはSr初生値=0.70898,  $\delta^{18}\text{O} = 23.3\%$ を示す。花崗岩類のSr初生値は次の3群に分けられる(第6図)。試料2と7で代表される0.704台のグループ、その他の周辺部の平均0.7057、内部の0.7060グループである。

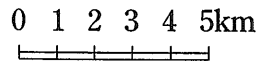
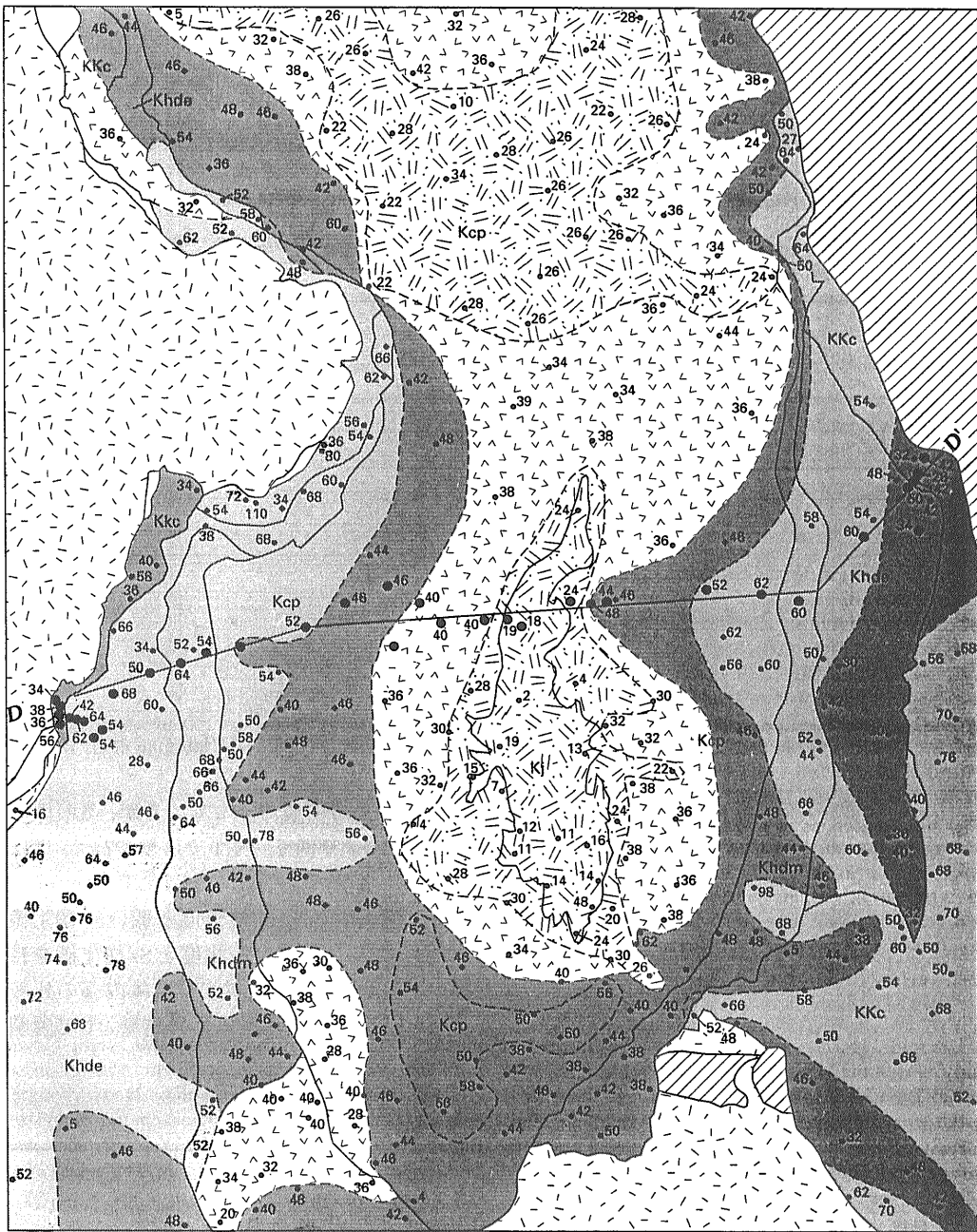
酸素同位体比には測定値が少ない事もあって、明らかな差は認められず、帯磁率が $3 \times 10^3$ SI以下のチタン鉄鉱系で平均9.2% (n=5)、磁鉄鉱系で9.0% (n=4)である。以上の結果からBateman et al. (1991)は原物質が異なり、本来還元的でSr初生値が0.7048、同じく還元的でSr初生値が0.7057、そして酸化的で0.7060の花崗岩質マグマがそれぞれ独立に存在し固結した結果であると考えている。

筆者から見ると第6図のSr初生値は大きく2群に分けられ、大量の高い値の花崗岩類と極く少量の0.704台の低い値のマグマが存在したことは推察出来る。一方、帯磁率も $10^3$ 付近で大きく2群に分けられ、低いグループは堆積岩からのCH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>Sなどの流体で洗われ、本来の磁鉄鉱系マグマが還元された可能性も考えられる。Sr初生値や $\delta^{18}\text{O}$ を決定する要因にはC, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>Sなどの還元剤は含まれておらず、S同位体などによる更なる検討が必要である。筆者はシエラ・ネバダの花崗岩類は本来Iタイプ磁鉄鉱系で、深所形成(西側)のルーフ・ペンダント周辺において、我が国で言えば秩父鉱山(Ishihara et al., 1987)で見られるように、CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>Sなどの流体が被貫入岩からマグマ溜まりに流入して原マグマを還元し、チタン鉄鉱系を生じたのではないかと考えている。

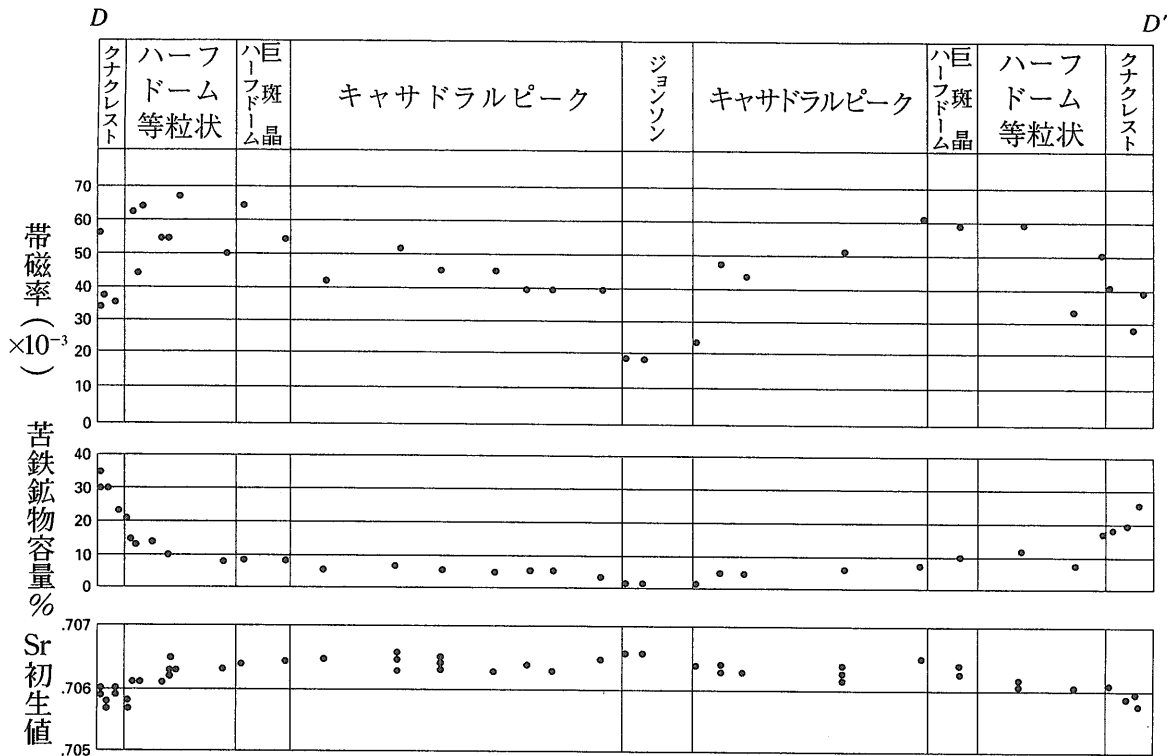
### ツオルム シリーズ

ツオルム岩体は環太平洋地域で累帯プルトンの





第7図 ツオルム累帯花崗岩質岩体の岩相と帯磁率 (Bateman et al., 1991).



第8図 ツオルム累帯岩体の帯磁率、苦鉄鈹物量とSr初生値の東西変化、断面線位置は第7図 (Bateman et al., 1991).

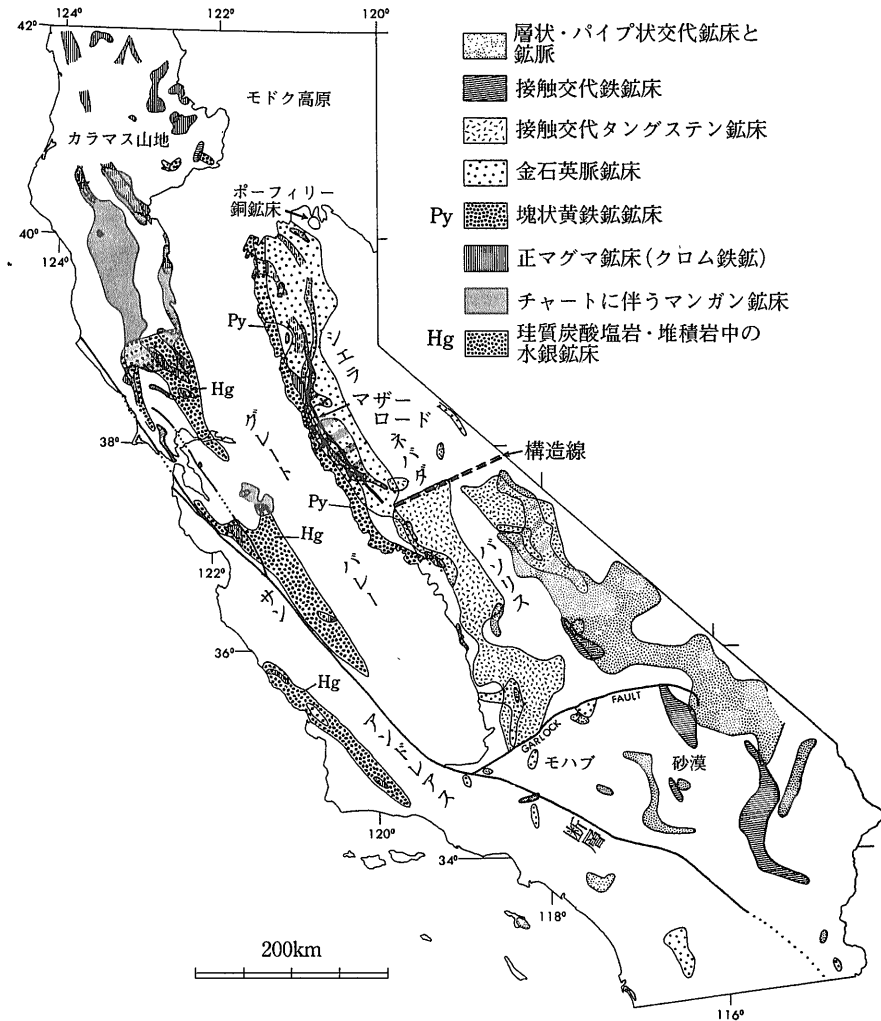
典型例と見なされ、詳しい研究がこれまでに行われてきた (Bateman and Chappell, 1979). この岩体は東西幅11~34km, 南北に60kmの規模を持ち、変成岩類と古期花崗岩類に貫入するもので、西側周縁相に最も苦鉄質なクナ・クレスト花崗閃緑岩 (口絵7), その内側にハーフ・ドーム花崗閃緑岩 (等粒状及びカリ長石巨斑晶状), その内側にキャサドラル・ピーク花崗閃緑岩, 中心部にジョンソン花崗斑岩 (口絵8) が分布する (第7図).

この花崗岩類の帯磁率はほとんど全て磁鉄鈹系の帯磁率である  $76 \times 10^{-3}$  SI から  $3 \times 10^{-3}$  SI に変化する. 花崗斑岩の一部で  $3.0 \times 10^{-3}$  SI より低い値を示すが、これにはマグマの酸素フュガシティが末期に上昇して磁鉄鈹が赤鉄鈹化した為に帯磁率が低下した可能性が考えられ、不透明鈹物の反射顕微鏡観察が必要である. 概略的には苦鉄鈹物量が多い周縁部で帯磁率は高く、それが少ない中心部で低い傾向がある. 詳細には東西横断面の第8図で示すように、必ずしも苦鉄鈹物量に比例的でなく、外縁部では東西端で苦鉄鈹物量は10から30%に急増するが、帯磁率はむしろ低下している.

第8図にはSr初生値も示しているが、その値は周縁相で0.706より低く、内部ではやや高く、ほぼ一定の値を持っている. これに対する Bateman et al. (1991) の解釈は、低い酸化度と低いSr初生値を持つマグマが、より高い酸化度とSr初生値を持つ別のマグマと混合したため、岩体内部の比較的安定した値は、結晶分化作用の結果として説明している.

### 関連鈹化作用

カリフォルニア州の金属鈹化作用について Albers (1981) は8タイプに分類したが (第9図)、これらは成因的に大きく3分できる. すなわち、(i) 付加体構成物に伴われ、成因的に密接なもの: チャートに付随する層状マンガン鈹床、蛇紋岩帯のクロム鉄鈹床、島弧帯の塊状硫化物鈹床など、(ii) シエラ・ネバダ花崗岩類に鈹液が由来するもの: スカルン型のタングステン・鉄鈹床、熱水交代型の銀・鉛・亜鉛鈹床. これらは主に「ミオ地向斜」堆積岩類中の炭酸塩岩類を交代している. (iii) 付加体構



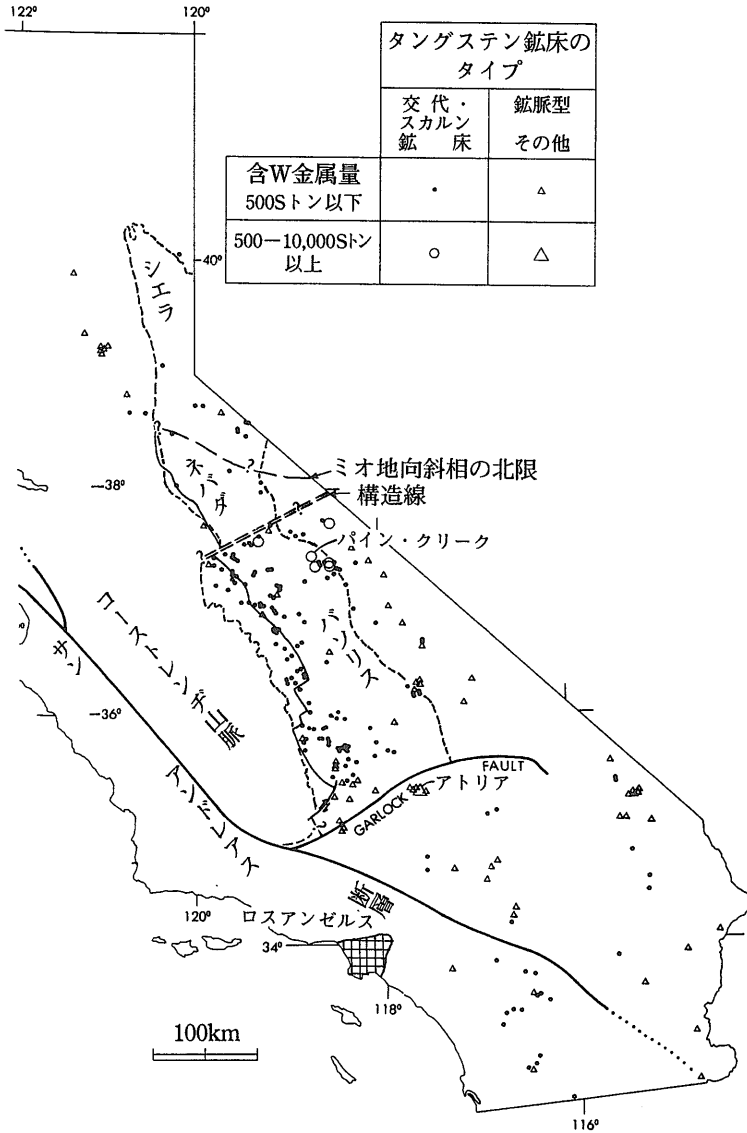
第9図 カリフォルニア州の金属鉱床の分布域 (Albers, 1981).

成物に鉱石成分が由来し、花崗岩や断層運動の熱により移動・沈殿したもの：シエラ・ネバダ西麓のマザー・ロードの金鉱床、コーストレンジのコーストレンジ衝上断層に伴う水銀鉱床など。主要な金属生産量を第1表に示す。

シエラ・ネバダ バソリスに明らかに関係する鉱床は、これらのうち、鉱脈・スカルン・熱水交代型鉱床である。これら鉱床の特色は花崗岩体内に鉱床が殆ど無い点であり、鉱床は一般に被貫入岩体中に分布する。しかし近傍の関連小岩体にはポーフイリー型銅鉱床(例、イエリントン)も知られている。ここでは経済的に重要なタングステンと金鉱床について述べよう。

第1表 カリフォルニア州の主要な金属鉱物資源の生産量,1848-1978年 (Albers, 1981)。

鉱種	金属量
Hg	295万フラスコ
Au	3,309トン
Ag	3,810トン
Pb	257,500トン
Zn	148,500トン
Cu	591,700トン
W	26,500トン (1906-1957年)
Mo	<2,700トン (1894-1953年)
Fe	4,000万トン (1948-1970年, 鉱石量)
Mn	290,500トン

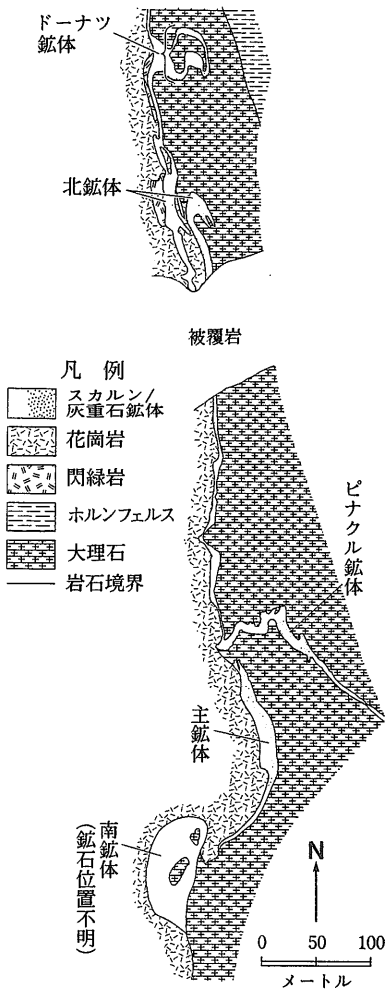


第10図 シエラ・ネバダのタングステン鉱床の分布図 (Albers, 1981).

タングステン

シエラ・ネバダ花崗岩類に明らかに関係する重要な鉱床は含Mo タングステン鉱床である。これは主に炭酸塩岩類を交代するスカルン鉱床であるため、同岩類が多い“ミオ地向斜”堆積岩分布域に鉱床が集中する(第10図)。岩体内に分布するものはルーフ・ペンダントとして残存する炭酸塩岩を交代するものである。鉱脈型鉱床も多いが、規模はアトリアを除き小さい。この地域のタングステン資源はアメリカ合衆国内の過去最大の供給源であって、重要な鉱床はパイン・クリーク鉱床とその周辺のバソリスの中央東部に集中している。

パイン・クリーク鉱山ではスカルン鉱床が南北境界を持つ石灰岩と花崗岩境界に沿って産出し(第11図)、一部が石灰岩中の裂か沿いのスカルンに付随する。この地域では先ず、花崗岩の貫入に伴って、石灰岩の大石化、(石灰質) 碎屑岩類の(石灰質)ホルンフェルス化が生じた。Feに乏しい柘榴石、輝石などの一部のスカルン鉱物はこの時期に生じた。鉱化関連のスカルン化は鉄に富む赤褐色柘榴石、緑灰色輝石、灰重石などの早期の高温期のもので、これは550-650°C、1.5-2.0kb(深度にして5-7km)で生成した。これら鉱物は後期の含水スカルン鉱物(緑簾石・角閃石)や方解石により



第11図 パイン・クリーク鉱床の平面図 (Bateman, 1992).

交代される。また早期スカルンは花崗岩の近くでは珪化を受けることもある。

灰重石 ( $\text{CaWO}_4$ ) はミネラライトで黄色の蛍光を発し、灰水鉛鉱 ( $\text{CaMoO}_4$ ) を含む種類である。灰重石を化学的に処理し、Moが回収されているが、その処理工場は一般見学者に解放されていない。随伴鉱物として輝水鉛鉱・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱・斑銅鉱があり、銅も重要な副産物である。ほかに少量の輝蒼鉛鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱も付随するが、鉛・亜鉛は全般的に極く微量である。

シエラ・ネバダのタンゲステン鉱床を生成する要素として次の2点が重要であった。第一点は石灰岩に富む“ミオ地向斜”堆積岩分布域であること、第二点は珪長質な大陸地殻起源の花崗岩であるこ



写真7 イエリントン ポーフリー銅鉱床のピット。鉱床の立体的解析からベーズン・レンジの断層運動史を解明した点で著名であるが、現在では水没している(1975年撮影)。

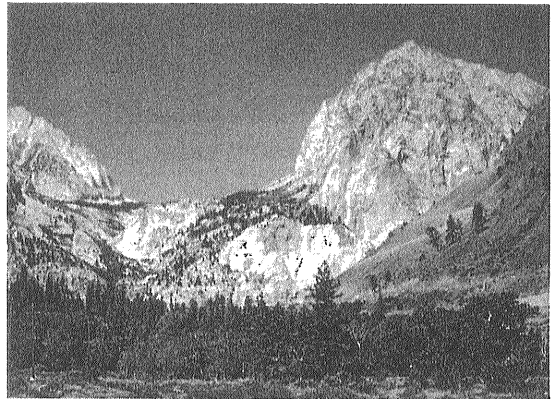


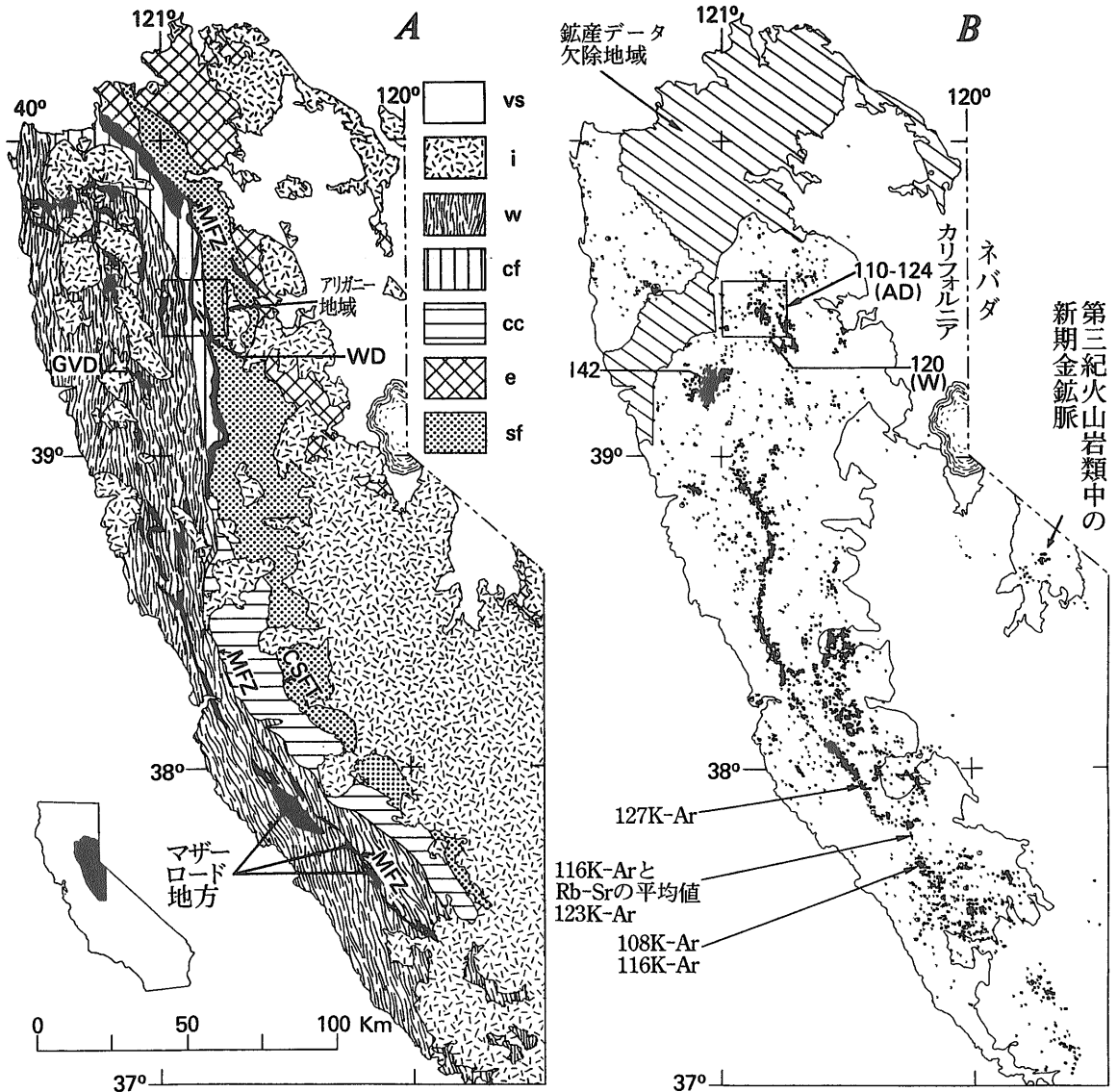
写真8 パイン・クリーク。中央白色部は全て花崗岩からなり、氷河で削割された地形を示す。右側の暗色部は被貫入岩の砂岩・頁岩類で、その向こう側にパイン・クリーク鉱山の入り口がある。

と。前者は鉱床の母岩となるスカルン形成の点で必要であり、後者はW高濃度の花崗岩質マグマを生ずるために不可欠である。シエラ・ネバダの東部はこの二つの条件を満たしている為に大きな鉱床が存在したのと考えられる。

花崗岩系列について言えば、チタン鉄鉱系に伴われる鉄マンガン重石鉱床と磁鉄鉱系に付随する(Mo-)灰重石鉱床が世界的に知られていたが、当地の場合は磁鉄鉱系が卓越する東部に主要鉱床があって、後者の代表例の一つと見ることが出来る。

#### 含金石英脈(マザー・ロード) 鉱床

1848年1月に発見された一粒の砂金が1849年-1870年のカリフォルニアの砂金ブームを呼び、その



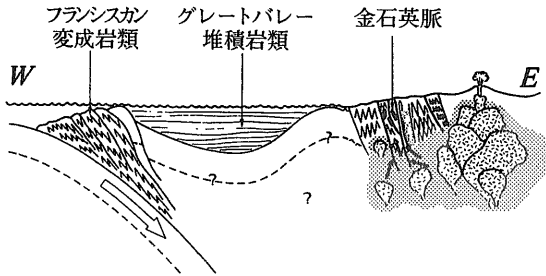
第12図 マザー・ロード付近の地質、年代と金生産量(Bohlke and Kistler, 1986)。A 地質図。凡例: vs-第三-四紀被覆岩, i-花崗岩類, w-西側変成岩類, cf-カラベラス層, cc-カラベラス複合体, e-東側古-中生代メランジと島弧岩石, sf-シューフライ砕屑岩類。黒色部は蛇紋岩化超苦鉄質岩類, MFZ-メロンズ断層帯, CSFT-カラベラス-シューフライ衝上断層, GVD グラス・バレー地方, WD-ワシントン地方。B 年代と鉱産図。円の大・中・小は産金量が金額でそれぞれ\$1,000万以上, \$1,000万~100万, \$100万以下。(AD)-アリガニー地方, (W)-ワシントン地方。数字は放射年代 (Bohlke and Kistler, 1986)。

原岩であるマザー・ロードの発見に繋がった(石原, 1986)。第12図に稼行された砂金および鉱脈鉱床の分布図を示す。最近では鉱脈下盤側の鉱染鉱床, 大規模採掘が可能な沖積層中の低品位砂金鉱床などが稼行されており, 総金属量は3,300トン以上(第1表)である。

マザー・ロードはメロンズ断層と平行な幅1-

6kmの断層群中にエショロン状に走る石英脈で, 北東傾斜, 個々の鉱脈は延長1km程度, 幅は25mに達する事があるなど, 膨張が激しい。鉱脈は乳白色石英が主体で, 脈状あるいは変成岩類とリボン状に産し, 微量の黄鉄鉱・自然金を含む。

石英脈部分の鉱石は既に採掘済みの為に, 母岩に鉱染する鉱体が最近では重要で, それは一般に



第13図 マザー・ロード鉍床の生成模式図 (Bohlke and Kistler, 1986).

鉍脈の下盤側に産する。緑色岩に胚胎するものは“grey ore”と呼ばれ、苦鉄炭酸塩鉍物を主体に絹雲母・アルバイト・石英・黄鉄鉍・磁硫鉄鉍からなる変質鉍物が母岩に散点すると共に、石英-炭酸塩鉍物-アルバイト網状脈が走るものである。結晶片岩中の鉍床もほぼ同様である。

マザー・ロードがシエラ・ネバダ花崗岩類と成因的に関係したか否かの判断材料の一つに年代決定がある。マザー・ロードは伝統的にジュラ紀後期の“ネバダ変動”の産物と考えられてきた。しかし、何ヶ所からのマリボサイト(Cr-白雲母)を中心とする年代決定はK-Ar, Rb-Sr法ともに良い一致を示し、142-108Maの幅を持つ。平均値120Ma, 中間値115Maである(Bohlke and Kistler, 1986)。これらはコリジョンにより褶曲と変成作用をもたらしたネバダ変動(155±5Ma)より一般に若い年代であり、金鉍化が花崗岩類に関して生成した可能性を示している。

西麓に分布する花崗岩類で最もこれらの年代に近く、かつ広範囲に分布するものはファイン・ゴールド貫入岩体である。これは既述の様にチタン鉄鉍系に属する。この岩体には不毛石英脈と言えどもほとんど産せず、そこでBateman (1992)は、この花崗岩はヒート・エンジンとして機能したのではないかと考えている。恐らく花崗岩類の貫入によって変成岩類中のCO<sub>2</sub>に富む深部流体が暖められて上昇、循環し(第13図)、その過程で鉍石成分を取り込み、特定の割目に比較的高温(300-350°C, Bohlke and Kistler, 1986)で晶出したものである。同じ過程で、変成岩類、特に超苦鉄質岩類からAuを抽出した可能性は高いが、花崗岩マグマ起源の可能性もあり、金の起源に関する決め手は得られていない。



写真9 シエラ・ネバダの東麓の緑。シエラ・ネバダの東側はネバダ州の乾燥地帯の始まりであるが、山地に積もる雪が東へ流れて、牧畜や農業を可能にする。

### 結び—日本との比較

シエラ・ネバダ バソリスと比較的類似した花崗岩類は日本では北上山地のものである。岩体の規模は違うが、西側の人首と千厩岩体で石灰-苦鉄質、その東端部に石英閃緑岩線を引くことができ、東へ珪長質となる。但し、北上山地では狭義の花崗岩質の部分が田老帯に一部あるのみでシエラ・ネバダより少ない。共に磁鉄鉍系が主体であるが、北上山地では西列の人首、千厩岩体で帯磁率が低いほか、被貫入岩類が堆積岩の場合に接触部付近で還元され、チタン鉄鉍系に変化している。付随する鉍床もMo-灰重石、鉄・銅鉍床などで、類似点が多い。

コアース・ゴールド付近のチタン鉄鉍系花崗岩類について、Bateman *et al.* (1991)は最初、筆者等(Ishihara and Sasaki, 1989)と同様に、酸化型マグマがルーフ・ペンダントからの還元剤の混入でチタン鉄鉍系に変化したと考えたが、Sr初生値やC含有量に有意の差が見いだせなかったので、発生時から還元的なマグマが存在したものと解釈を変えた、と述べている。堆積岩中の強力な還元材は有機炭素であり、かつ最近特に強調された還元硫黄種(Takagi and Tsukimura, 1997)である。これらは気化し易く固相に残りにくいため、例えば岩石中のCやCO<sub>2</sub>を測定してもマグマの元の状態を表さない。関与を証明するためには岩石のδ<sup>18</sup>Sや黒雲母のNH<sub>4</sub> (Honma and Itihara, 1981)など測定

する必要がある。筆者はシエラ・ネバダの花崗岩類は基本的には磁鉄鉱系であり、ルーフ・ペンダントからのグラファイト(C), CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>Sなどにより局部的に還元された可能性は更に追及される必要があると考えている。面積的に西側でやや広い所は、ルーフ・ペンダントとの境界面がゆるく、且つ花崗岩形成深度が深い可能性がある。

筆者は以前、日本の金鉱床と関係火成岩について、ほぼ100パーセントが酸化型の磁鉄鉱系に伴われると述べたことがある(Ishihara, 1981)。その理由は、日本の大規模鉱床はグリーンタフ帯を中心とする新生代の鉱脈鉱床であり、その火山岩類は主に磁鉄鉱系であったからである。最近、金属量日本第3位の北海道の鴻之舞鉱床がチタン鉄鉱系火山岩類と関係している可能性が生じてきたが、それでも日本の金の大部分は磁鉄鉱系火山岩地帯に産出する。

一方、マザー・ロードの鉱脈は明らかに日本より還元的な構成鉱物を持っている。金がシエラ・ネバダ花崗岩類の残液に由来すれば磁鉄鉱系マグマ起源となるが、アメリカ合衆国の研究者の多くはシエラ・ネバダ西麓の基盤岩起源と考えている。Au, Sb, Hgなどの様に低温性鉱床で花崗岩体を離れて産出する鉱床ほど花崗岩マグマの性質との関連性が薄くなることは当然であり、特に強力な含金岩石(超苦鉄質岩)がある場合には、花崗岩との関連性が分かりにくくなると言え、今後とも論争が続くものと思われる。

#### 文 献

- Albers, J. P. (1981) : A lithologic-tectonic framework for the metallogenic provinces of California. *Econ. Geol.* 76, 765-790.
- Bateman, P.C. (1992) : Plutonism in the central part of the Sierra Nevada batholith, California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1483, 186 p.
- Bateman, P. C. and Chappell, B.W. (1979) : Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Geol. Soc. America, Bull.* 90, Pt. 1, 465-482.
- Bateman, P.C., Dodge, F.C.W. and Kistler, R.W. (1991) : Magnetic susceptibility and relation to initial 87Sr/86Sr for granitoids of the central Sierra Nevada, California. *J. Geophys. Res.*, 96, B12, 19,555-19, 568.
- Bohlke, J. K. and Kistler, R.W. (1986) : Rb-Sr, K-Ar and stable-isotope evidence for the ages and sources of fluid components of gold-bearing quartz veins in the northern Sierra Nevada foothills metamorphic belt, California. *Econ. Geol.*, 81, 296-322.
- Honma, H. and Ithara, Y. (1981) : Distribution of ammonium in minerals of metamorphic and granitic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 983-988.
- Ishihara, S. (1981) : The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol. 75th Anniv. Vol.*, 458-484.
- 石原舜三(1986) : カリフォルニア・マザーロードと砂金鉱床。地質ニュース, no.379, 6-21
- Ishihara, S. and Sasaki, A. (1989) : Sulfur isotopic ratios of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith—A reconnaissance study. *Geology*, v.12, 788-791.
- Ishihara, S., Terashima, S. and Tsukimura, K. (1987) : Spatial distribution of magnetic susceptibility and ore elements, and cause of local reduction on magnetite-series granitoids and related ore deposits at Chichibu mine, central Japan. *Mining Geology*, 37, 15-28.
- Kistler, R.W. and Ross, D.C. (1990) : A strontium isotopic study of plutons and associated rocks of the southern Sierra Nevada and vicinity, California. *U.S. Geol. Surv., Bull.* 1920.
- Mack, S. and Ferrell, L.M. (1979) : Saline waters in the foothill suture zone, Sierra Nevada Range, California. *Geol. Soc. America, Bull.*, 90, Pt. 1, 666-675.
- Takagi, T. and Tsukimura, K. (1997) : Genesis of oxidized- and reduced-type granites. *Econ. Geol.* 92, 81-86.
- Saleeby, J. B. (1982) : Polygenetic ophiolite belt of the California Sierra Nevada—Geochronologic and tectonostratigraphic development. *J. Geophys. Res. Ser.B*, 87, 1803-1824.
- Moore, J. G. (1959) : The quartz diorite boundary line in the western United States. *J. Geol.*, 67, 198-210.
- ISHIHARA Shunso (1998) : Granitoid series and mineralization in the Sierra Nevada batholith.

<受付：1998年3月25日>