

ヘルシノ型の花崗岩類-ポルトガル北部の例

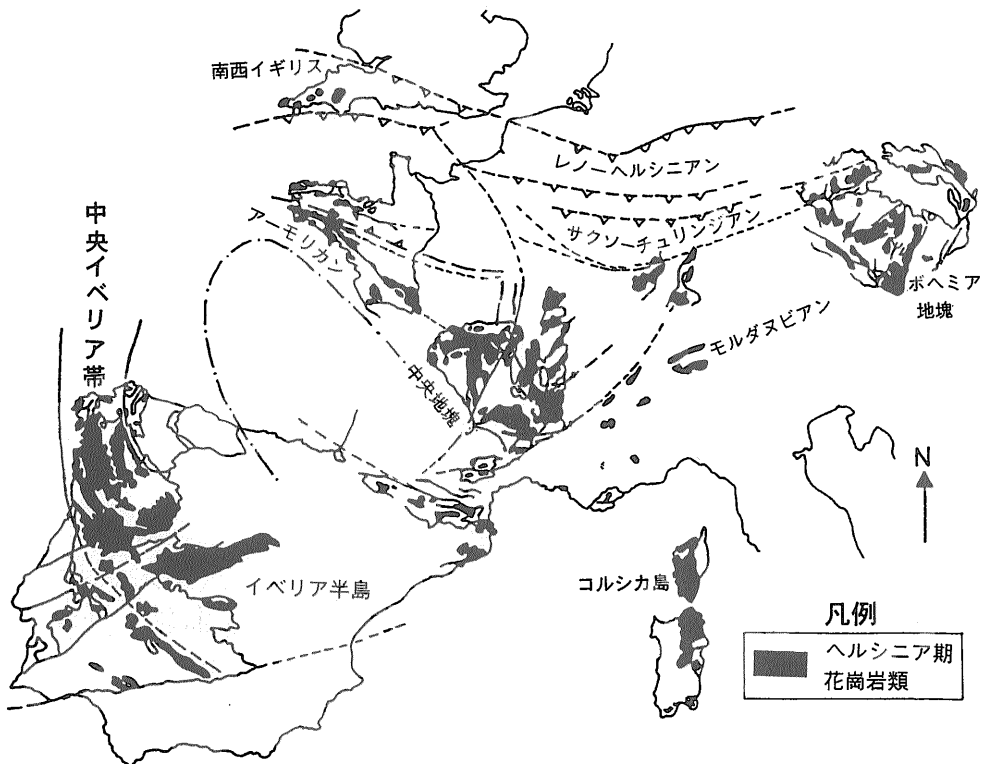
石原 舜 三¹⁾

1. まえがき

ヨーロッパ南部に分布するヘルシニア花崗岩類やマレー半島の三畳紀-ジュラ紀花崗岩類は衝突型の造山運動に伴う産物と一般的に見なされており、Pitcher (1983)はこれをヘルシノ型と呼び、沈み込み帯に伴う海洋島弧の太平洋型や南アメリカのアンディーノ型と異なる範疇に分類した。衝突型の花崗岩と言えばヒマラヤの両雲母花崗岩が想い浮ぶが、ヘルシニア期の場合には時代が古生代後

期と古く、浸食が進んでいることもあって、その実感がなかなか湧かない。例えば、エルツゲビルゲの場合には弱~非変成堆積岩帯にチタン鉄鉱系花崗岩類が非整合的に貫入するし(石原, 1975)、コルシカ島では若干の変成岩類を伴うが、主に磁鉄鉱系花崗岩類が広く分布し、衝突を示唆する変成岩類やチタン鉄鉱系花崗岩類を簡単に見ることは出来ない(石原, 2000)。

ユーラシア大陸の最西縁に当たるポルトガル北部ではヘルシニア期花崗岩類が複雑な構造を持って



第1図 西ヨーロッパの構造区分とヘルシニア期花崗岩類の分布 (Matte, 1986).

1) 産総研 特別顧問

キーワード: ポルトガル, ヘルシニア期, コリジョン, 押し被せ断層, 両雲母花崗岩, 黒雲母花崗岩, チタン鉄鉱系

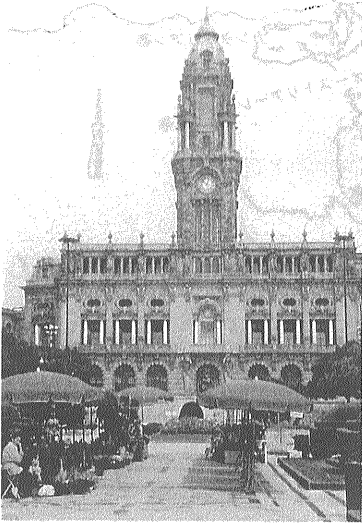


写真1 ユーロ花崗岩2000の出発地点であるポルトはポルトガルの発祥の地と言われている。両雲母花崗岩で造られたポルト市庁舎とリベルタ広場。



写真2 坂の街、ポルト。4-5階建ての民家が轟めく旧市街。



写真3 ポルトには坂と石畳が多い。ドウロ河近くのオフィス街と観光用バス。

露出しており(第1図)、造山運動における位置付けが保存されているように見える。昨年の9月、当地域の花崗岩類を見学するユーロ花崗岩類2000が行われ、その一部を見学することが出来た。ヘルシニア花崗岩類はポルトガルからウズベキスタン、モンゴルを通して中国北部まで延々と分布してユーラシア大陸の根幹を占めており、アジアの地質を理解する上でも重要である。ここではまだ我が国に紹介されることがないポルトガル北部のコリジョン帯と貫入する花崗岩類について概要を紹介したい。

2. ユーロ花崗岩 2000

ヨーロッパには花崗岩研究者が一同に集まり野外巡検を行うユーロ花崗岩 (Eurogranites) と呼称される国際集会在毎年一回行われている。もともとフランスのJ. Didierの提唱によって始められたために、1971-74年はフランスで、1975年に初めて国外に移し、スペインで開催された。その後はJ. Laneyre (1976-80年)、B. Bonin (1981年～)を世話人代表として、ヨーロッパ全域で行われている。

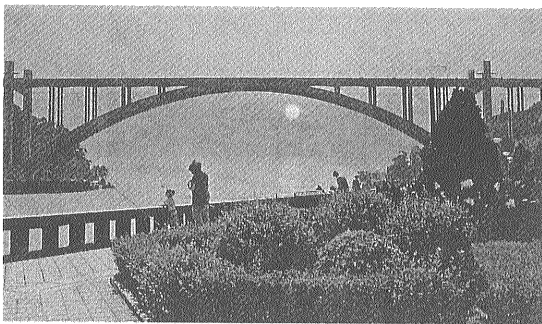


写真4 ポルトはドウロ河に面して発達した、大西洋に流れ込むドウロ河。



写真5 ドウロ河沿いに多いポルトワイン工場とその搬出帆船。ポルトワインは対スペイン戦争を支援してくれたイギリスの要請で造り始められたと言う。

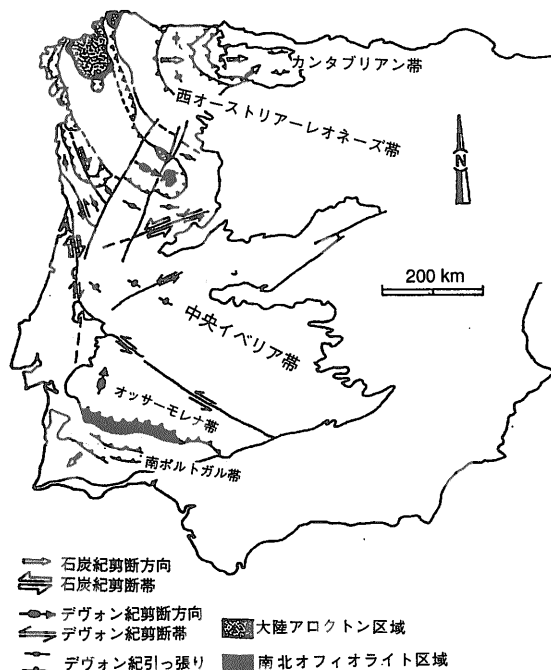
その開催は各国研究者の自発的なボランティア活動によるもので、それが30年も続いていることはヨーロッパ社会の学術活動に対する底の深さを示していると言える。

最終日の夜の総会で今後の予定が話し合われた。次回としてスロバキア(ヘルシニア期花崗岩類)が立候補し、次々回のイタリア(第三紀アルカリ花崗岩)、続いてエール(カレドニア期花崗岩)、ギリシャ(エーゲ海の花崗岩類)などの提案があり、開催地については全く心配が要らない様子であった。

今回のユーロ花崗岩2000はポルトガル北部でヘルシニア花崗岩帯を横断する形で行われた。巡検はポルトガル北部のミニオ大学(代表Prof. G. Dias), ポルト大学(Prof. F. Noronha), “地質調査所”のポルト分室(Dr. N. Ferreira)の研究者により準備されたが、1台の大型バスに4台の四駆車を連ねて9月10日(日)～16日(土)の7日間の日程で実施された。参加費は500ユーロ、ワインは2年前のフランスのハットン討論会と同じく飲み放題であり、随分割安なので実情を聞いたところ、主催者の努力で公的資金援助を得ており、バス代などはそれから賄ったとのことであった。また巡検ガイドブックはA4版で182頁、カラー図面をふんだんに取り入れ、内容的にも充実しており、筆者がこれまでに参加した国際巡検の中で最も良く用意された感じを受けた。

3. 北部ポルトガルの地質

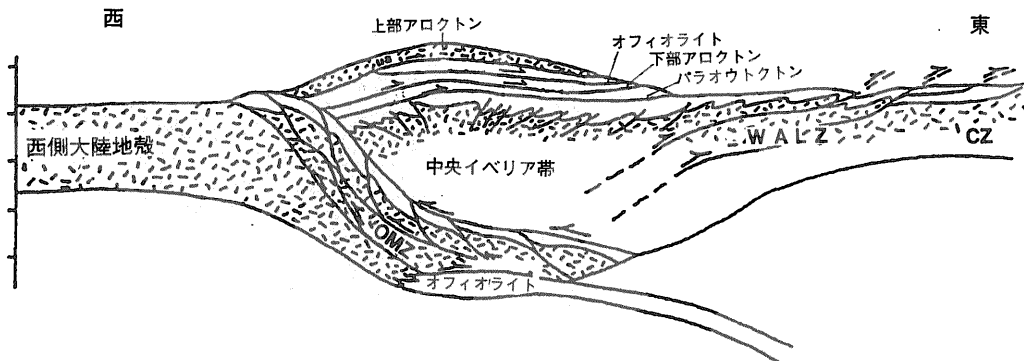
ポルトガルの地質は先カンブリア紀末期から上部古生代の変成、堆積岩、花崗岩類からなる基盤



第2図 イベリア半島のヘルシニア期構造運動 (Dias and Ribeiro, 1995).

とそれらを覆う古生代末期以降の堆積岩類から構成される。基盤岩類は北西-南東に弧状の構造を持ち、その構造運動は大規模な褶曲作用や、断層面の傾斜が著しく緩い(10°以下)衝上断層である押し被せ断層運動で特徴づけられる。基盤岩類は北側(外帯)から南側(内帯)へ、カンタブリアン帯、西オーストリアーレオネーズ帯、中央イベリア帯、オッサーモレナ帯、南ポルトガル帯に分けられる(第2図)。それぞれの帯は破砕帯で境される。

ヘルシニア造山帯の中核をなすものは中央イベ

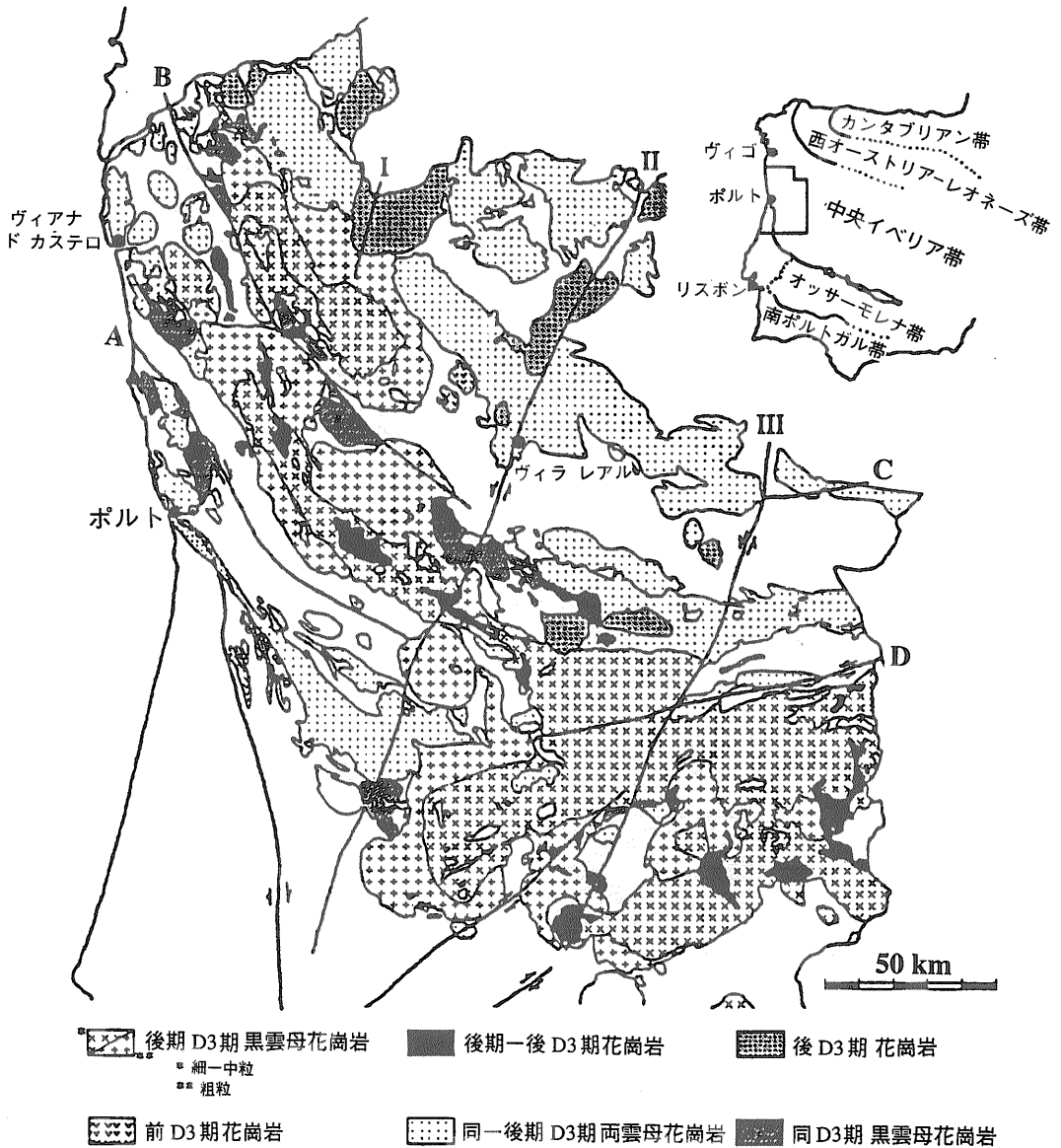


第3図 中央イベリア帯の構造運動様式を示す模式断面図 (Ribeiro et al., 1990).

リア帯であり、これはフランスのアモリカンや中央地塊(マシーフ・セントラル)造山帯へと続く(第1図)。第3図には中央イベリア帯の東西断面図を模式的に示すが、ここはヘルシニア期の圧縮テクトニクスにより大陸地殻が最も肥大化したところと考えられている。中央イベリア帯は先カンブリア紀後期～カンブリア紀のオートクトン変成岩類で特徴づけられる。その一部であるガリシア～メデアートランソスモンテス垂帯は主に先カンブリア紀の苦鉄質～超苦鉄質のアロクトンからなり、これはオールドビス

～シルル紀の変成堆積岩類のパラオートクトンで囲まれる。これら変成岩類の変形過程はD1, D2, D3の3段階に分けられる。

D1構造は高所では保存が良いが、低所では広域的な面構造S2を生じるD2構造に置き換えられている。D2期かその直後に低圧型の変成作用がピーク(650°C, P<5kb)に達し、その時代は上部石炭紀下部と判定されている。両雲母花崗岩活動の発生はこの変成作用と同時期である。この花崗岩はD3期とみなしうる背斜構造の中核にも貫入し



ている。D3期の構造運動の特徴は可塑性破碎活動であり、これは深部で可塑性変形をもたらすと共に、浅所では衝上断層を生じた。

ヘルシニア変動帯は、デボン紀中期からペルム紀にかけての活発な花崗岩活動で特色づけられる。花崗岩類は、一般には花崗岩質で、種々の異なる構造運動時階に伴って貫入しており、構造運動に対するマーカーとしても利用されている。

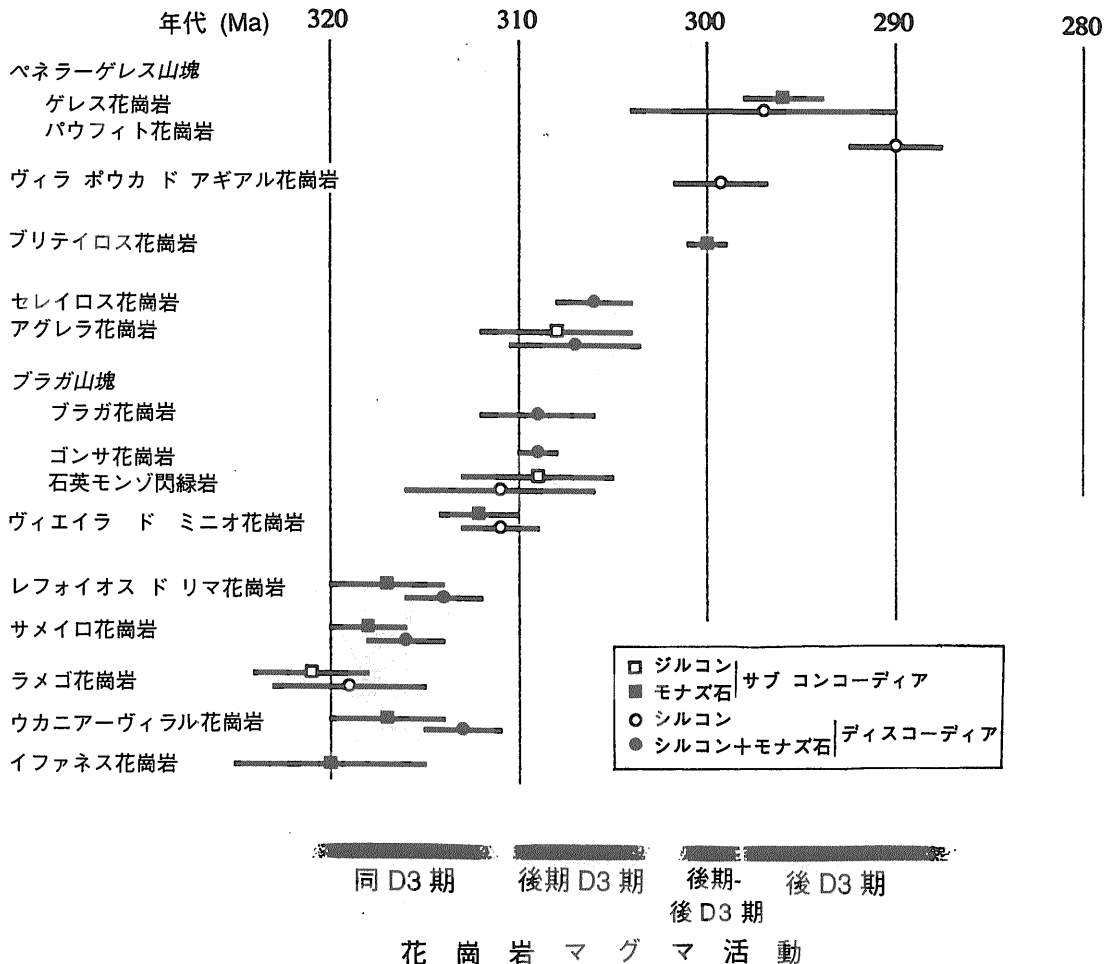
これら花崗岩類は岩質的には両雲母花崗岩と黒雲母花崗岩とに2大別される。両雲母花崗岩は衝突期とその直後に生成したと考えられ、同-後期D3期両雲母花崗岩と呼ばれる。(第4図)。この花崗岩は黒雲母より多い初生白雲母を含み、大陸地殻中部で発生した“水”に富むパーアルミナス マグ

マから晶出したものである。黒雲母花崗岩は、時にトナル岩を伴って産出し、時期的にはD3期以前から後D3期まで出現する。その起源は大陸地殻下部と考えられ、“水”に乏しいマグマに由来すると考えられている(Dias et al., 2000)。

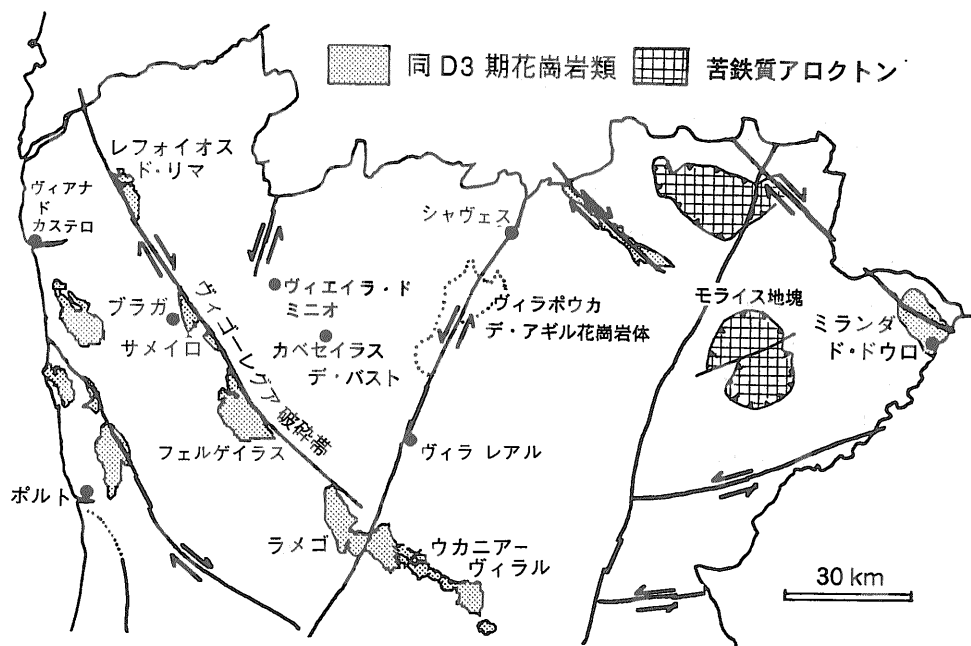
D1~D3期の変形過程に対応する花崗岩類の絶対年代は、ジルコンとモナズ石についてのU-Pb年代測定により次のようであり、地質学的な推定年代より狭い範囲(石炭紀後半)を示す(第5図)。

- (1) 同D3期花崗岩類：320-313 Ma
- (2) 後期D3期花崗岩類：311-306 Ma
- (3) 後期~後D3期花崗岩類：300±Ma
- (4) 後D3期花崗岩類：299-290 Ma

これらの代表例を次に示めそう。



第5図 中央イベリア帯花崗岩類のU-Pb年代(Dias et al., 2000)。



第6図 同D3期花崗岩類の分布 (Dias et al, 2000).

4. 同D3期花崗岩類-特にサメイロ花崗岩

ポルトガル北部の同D3期花崗岩類は重要な破碎帯沿いに発達している(第6図)。ヴィゴ-レガア破碎帯沿いには黒雲母花崗閃緑岩-モンゾ花崗岩が貫入し、北からレフォイオス・ド・リマ、サメイロ、フェルゲイラス、ラメゴ、ウカニア・ヴィラルと名付けられている。これら花崗岩類はカリ長石の巨晶を持つ斑状組織で特徴付けられ、苦鉄質アングラーヴ(MME)は北で少なく、南で多く含まれる。斑晶や苦鉄質アングラーヴは一般に流理構造を示す。

主要構成鉱物は石英、カリ長石、斜長石(中性長石/オリゴクレス)、黒雲母、微量鉱物は一般にジルコン+モナズ石+燐灰石+チタン鉄鉱+白雲母である。ウカニア・ヴィラル、ラメゴ、フェルゲイラス岩体では褐簾石+チタン石+緑簾石が、レフォイオス・ド・リマ花崗岩では堇青石+珪緑石+電気石+柘榴石の組合せが認められる。

4.1 サメイロ花崗岩

サメイロ岩体は中粒斑状花崗岩であり(写真 6, 7), そのペルト長石斑晶は長さ5-15cmに達する。

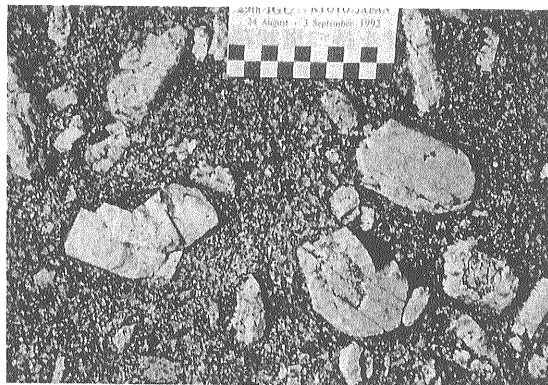


写真6 カリ長石の巨斑晶を持つサメイロ花崗岩。

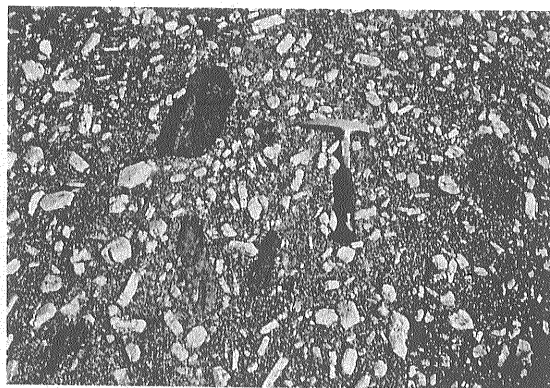


写真7 苦鉄質アングラーヴを沢山含むサメイロ花崗岩。

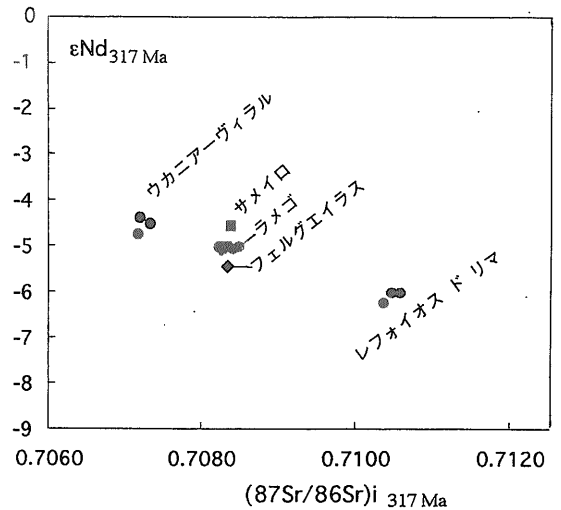
苦鉄質アンクラヴ、変堆積岩アンクラヴ、少量の優白色アンクラヴが含まれる。苦鉄質アンクラヴは円形、直径15-20cm、これに対して変堆積岩アンクラヴは1mに達するものまであり、ルーフ起源と考えられる。ルーフの岩石はデボン〜シルル紀の主に千枚岩、雲母片岩、石英千枚岩、変グレイワッケ、および少量のミグマタイトと変火山岩類である。これらはヘルシニア期変動によりD1, D2, D3の3回の変形運動を受けている。サメイロ花崗岩は石英21-28%, カリ長石17-25%, 斜長石35-38%, 黒雲母14-18%, 白雲母<4%, 磁鉄鉱を欠き、ジルコン、モナズ石、チタン鉄鉱、燐灰石を含む。

サメイロ花崗岩体は特にカリ長石斑晶で示される方向性を有し、その面構造は走向N140-160°で異なる傾斜を示す。リネーションは北北西-南南東、一般に15-50°Sへプランジするが、最南部では7-75°北落ちである。これらの方向は岩体西側に分布する壁岩中のD3褶曲の軸方向やS2片理面と平行である。

野外観察によるとカリ長石や苦鉄質アンクラヴの並びはヴィゴレグア破碎帯近くで特に著しい傾向は見られず、カリ長石斑晶の方向性は破碎帯沿いよりも岩体西部で顕著である。岩体内に見られるミロナイトは北東-南西方向に最大圧縮軸(σ_1)を持つD3初期の変形を反映しており、ヴィゴレグア破碎帯の右横ずれ運動とは不調和である。

以上からサメイロ花崗岩体の内部構造はヴィゴレグア破碎帯の動きとは無関係であったものと思われる、むしろ北東-南西方向圧縮に伴う直交方向への伸長とマグマの流れによってマグマ期に生じたものである。ヴィゴレグア破碎帯は花崗岩形成の最末期に活発に活動したものと思われる。後D3期には主岩体の構造を切って両雲母花崗岩が貫入する。

ヴィゴレグア破碎帯沿いの花崗岩類は起源物質において多様な組合せを持つと考えられる。例えばサメイロ岩体では富化マントル起源の斑れい岩が産出するし、ウカニア-ヴィラル岩体では花崗岩に石英モンソ閃緑岩と花崗閃緑岩が付随する。サメイロ、フェルゲイラス、ラメゴ、ウカニア-ヴィラル岩体では苦鉄質アンクラヴが含まれており、マントル起源の玄武岩質マグマとの混合が想定される。



第7図 同D3期花崗岩類のNd/Sr同位体比 (Dias et al., 2000).

混合の証拠はジルコンの形態と化学組成にも現れている (Dias et al., 2000)。

Sr初生値とNd図(第7図)において、これら花崗岩体は規則的に変化し、Sr初生値は北部のレフォイオス・ドリマ岩体が最も高く、南東部のウカニア-ヴィラル岩体が最も低い。各花崗岩体に含まれる苦鉄質アンクラヴも北西から南東へ減少する傾向があり、Sr初生値が低いものがマントル起源物質をより多く含んでいることがわかる。

4.2 ミランダ・ド・ドウロ地域

ミランダ・ド・ドウロ地域は東部のスペイン国境に隣接するが(第6図)、この地域には同構造期にアナテキシスで生成したと思われる2岩体が知られている。イファネス岩体は黒雲母または白雲母<黒雲母の組み合わせを持つ斑状花崗岩、まれに花崗閃緑岩質である。北西-南東走向80°Sの面構造の発達が顕著で、一部では片麻岩状を呈する(写真8-12)。

径1cm前後の苦鉄質アンクラヴが多数認められ、その周辺はシャープであるかばげている。また苦鉄質アンクラヴは群がって分布することがあり、イファネス花崗岩固結初期の割れ目に貫入した同生岩脈としても存在したことを暗示する。苦鉄質アンクラヴは面構造に添って伸長しており、部分的には混成作用も認められるから、花崗岩マグマ発



写真8 変形が最も著しかったD3期に貫入したイファネス花崗閃緑岩。面構造の発達と不均質性に注目。

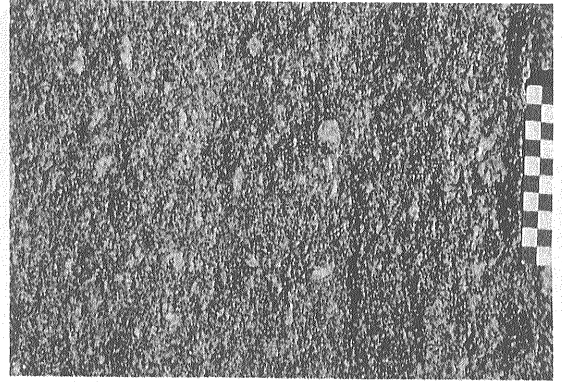


写真9 イファネス花崗閃緑岩の均質部分のクローズアップ。

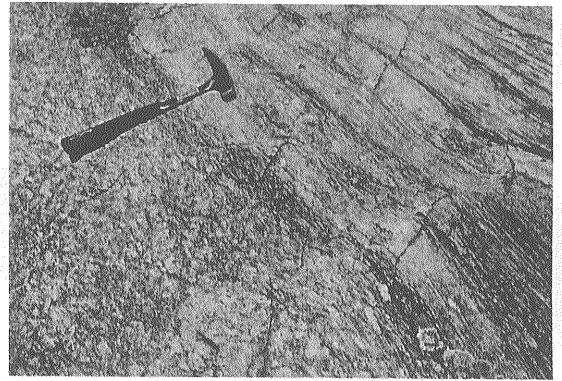


写真11 イファネス花崗岩(左下)とミランダオーソ片麻岩(右上)との接触面。

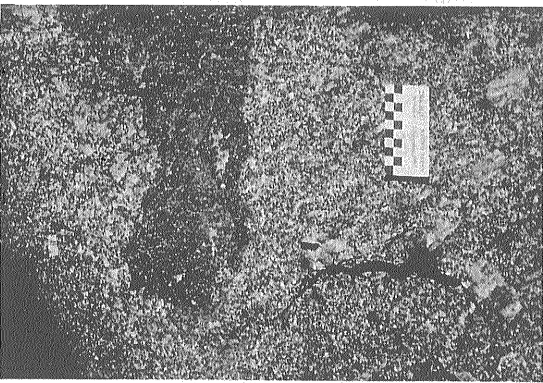


写真10 マグマ混合を示唆するイファネス花崗閃緑岩中の苦鉄質アンクラーフ。

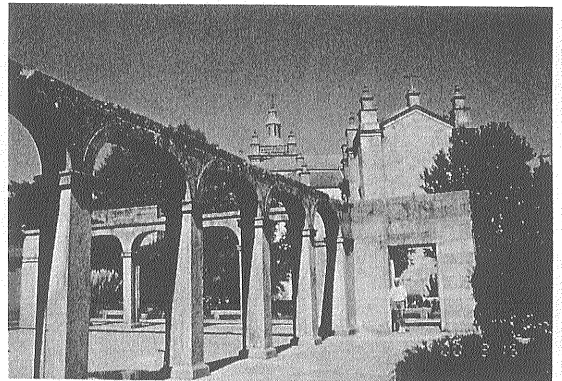


写真12 ミランダ・ド・ドウロ南方の古い教会。

生の初期から貫入していたものと考えられる。稀には優白色アンクラーフも存在する。

イファネス花崗岩はピソス花崗岩に切られる。これは稀に斑状を呈する細粒両雲母花崗岩であり、雲母に富むアンクラーフを含む。この花崗岩は主に

堆積岩類を起源として発生したマグマが固結したものである。

ミランダ・ド・ドウロ花崗岩も片麻岩、ミグマタイト、花崗岩からなる不均質小岩体(東西5.3km、南

北9.3km)である。一般に岩体の伸長方向と一致する北北西-南南東の面構造を持つが、南東部では北東-南西系も見られる。岩体の西縁にはネプラー-セルシオ岩相が上部カンブリア紀の千枚岩、片状グレイワッケなどと接する。この岩相は時に眼球構造を持つ優白色片麻岩からなり、組織は典型的なブラストミロナイトである。その面構造の走向はN10°W, 10-40°Wへブランチする。セイソーボンバル岩相は北東側周辺に分布し、片麻岩-片状ミグマタイト、柘榴石含有の両雲母片麻岩からなる。

グラヴァトス-バーベロ岩相は上記の内側に分布するもので、中～粗粒のオーソ片麻岩、細粒片麻岩などからなる。マイクロクリンの斑晶が含まれ、苦鉄鉱物は黒雲母、白雲母であり、針状珪線石が白雲母に含まれる。ペネイラダ-アゼニア岩相は南東部に産出し、ミグマタイト、片麻岩状ミグマタイトからなり、多数のペグマタイトを伴う。

以上の諸岩石にセバダルーヴラリニョ両雲母花崗岩が不規則岩脈状に貫入する。この花崗岩は白雲母について325±7MaのK-Ar年代が得られていることから、ヘルシニア期の生成と思われるが、オーソ片麻岩については618MaのジルコンU-Pb年代が報告されており、パンアフリカン期の可能性も残されている。

4.3 カベセイラス・デ・バスト両雲母花崗岩

この岩体は中央イベリア帯、カベセイラス・デ・バストの町のすぐ北東方にあって、広域的構造と調

和的に北西-南東方向に細長い分布を示す。周囲の壁岩は3回のヘルシニア期変形を受けた下部シルル紀の変堆積岩類と少量の変火山岩類である。両雲母花崗岩はD3期のN130°E背斜軸の中核に貫入するものであり、一般に片状組織の発達が著しい、北東側の古生層中では多数の錫鉱床(W, Liを伴う)が稼行された。また、カオリン鉱床もある(写真13)。

岩質はモンゾ花崗岩組成で、大量の初生白雲母(14-20%)と少量の黒雲母(2-5%)で特徴づけられる。微量のチタン鉄鉱を含むが、磁鉄鉱は含まれず、チタン鉄鉱系に属することが明白である。この花崗岩はA/KCN=1.2-1.4、パーアルミナスで、燐に著しく富む。同一シリカ含有量の日本の花崗岩に比べると、カベセイラス・デ・バスト花崗岩はFe₂O₃, MgO, TiO₂, CaOに乏しく、P₂O₅, +H₂OとK₂Oに富んでいる(第1表)。

この花崗岩は細かくはノルム正長石/斜長石比と粒度により、0.79-0.78(細粒相)、0.68-0.67(中粒相)、0.64-0.63(粗粒相)の3グループに分けられるが、いずれもの岩相もRb, Li(平均220±100 ppm), Sn(平均30±20 ppm), W(平均7±3 ppm)などの親石元素にも富んでいる。我が国やタイ(Ishihara *et al.*, 1980)の錫鉱床を伴う花崗岩と同様に、還元的で、かつ微量成分としてのLi, Sn, そして恐らくFにも富む両雲母花崗岩が鉱化作用に関係していることがわかる。なお日本の同一シリカ含有量の花崗岩と比較して全Fe, MgO, TiO₂, CaOに乏しく、P₂O₅とK₂Oに富んでいる(第1表)。

5. 後期D3期花崗岩類

この時期の花崗岩類はD3変形期に遅れて貫入したと思われるもので311-306Maの絶対年代を持つ。一般には中程度にパーアルミナスであり、モンゾニ岩などのアルカリ岩を伴って産出するが、より後期の一部には著しくパーアルミナスなSタイプも存在する。

5.1 ヴィエイラ・ド・ミニオ岩体

この岩体は中央イベリア帯(第2図)にあって、北西-南東方向の広域的な構造に規制されたものである。岩体はシルル紀の変堆積岩類と同D3期の

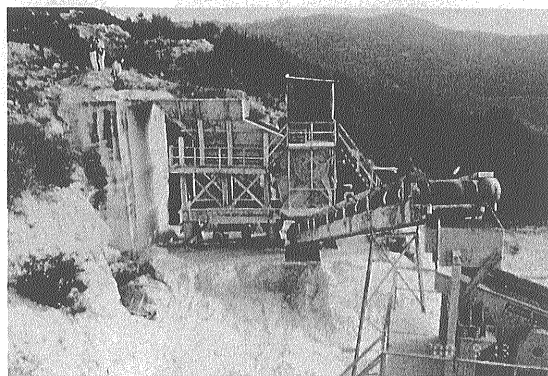


写真13 リベイラ・ド・ペナにおけるカオリン鉱床。中～粗粒両雲母花崗岩が熱水変質により白雲母化し、さらにカオリン化したもの。近くの被貫入岩類中にはペグマタイト性錫石英脈鉱床がある。

第1表 カベセイラス・ド・バスト花崗岩の化学成分 (Dias *et al.*, 2000).

	G' f (細粒相)	G' m (中粒相)	G' g (粗粒相)	日本平均値
SiO ₂ (重量%)	70.5-72.6	70.8-73.4	71.4-73.2	72.5
TiO ₂	0.19-0.35	0.17-0.28	0.12-0.28	0.30
Al ₂ O ₃	14.7-15.1	14.5-16.3	14.5-15.1	14.6
Fe ₂ O _{3t}	1.33-2.01	1.18-1.78	1.15-1.97	2.43
MnO	0.02-0.03	0.00-0.04	0.00-0.05	0.06
MgO	0.29-0.45	0.22-0.30	0.19-0.51	0.73
CaO	0.41-0.55	0.22-0.60	0.14-0.64	2.15
Na ₂ O	2.79-2.93	3.04-3.24	2.98-3.15	3.53
K ₂ O	5.08-5.46	4.75-5.30	4.58-5.22	3.63
P ₂ O ₅	0.34-0.39	0.30-0.40	0.32-0.44	0.09
H ₂ O+	1.14-1.75	1.39-1.79	1.36-1.81	0.66
A/KCN	1.2-1.3	1.2-1.4	1.2-1.4	0.7
Rb (ppm)	389-468	305-453	322-592	144
Sr	44-133	30-82	25-76	189
Sn	8-38	19-36	17-68	2.6
Li	158-482	53-345	113-433	38
W	2-4	3-8	2-16	-

カベセイラス・ド・バスト両雲母花崗岩体に貫入することから、D3期より後期と考えられる。岩体はカリ長石斑晶に富む白雲母含有黒雲母モンゾ花崗岩であり、粗粒相と中粒相に2分される。鉱物組合せに基づき化学分析値から産出されたノルム鉱物比は第2表のように纏められる。粗粒岩には紅柱石と珪線石が産出することがある。

化学的には粗粒岩と中粒岩とで下記のような若干の相違がある。

	粗粒岩	中粒岩
SiO ₂	67.7 ~ 72.6%	67.8 ~ 70.3%
K ₂ O	4.91 ~ 5.15	4.94 ~ 4.99

K ₂ O/Na ₂ O	1.57 ~ 1.84	1.51 ~ 1.70
εNd	-5.6 ~ -5.1	-6.0 ~ -5.1
Sr ₀	0.7084 ~ 0.7089	0.7070 ~ 0.7075

Sr初生値が低く、かつ苦鉄質アンクラークが多いことから中粒岩には、マントル起源と大陸地殻物質起源マグマの混合モデルが、粗粒岩については大陸地殻起源モデルが考えられている (Dias *et al.*, 2000)。

5.2 ブラガ岩体-珪長質/苦鉄質マグマの混合例
ブラガ岩体はサメイロ岩体の周辺に広く分布する花崗岩複合体であり、後期D3期花崗岩類の代表

第2表 ヴィエイラ・ド・ミニオ花崗岩の鉱物組成 (Dias *et al.*, 2000).

	粗粒相			中粒相		
	含有量 (重量%)	平均値 (n=15)	δ	含有量 (重量%)	平均値 (n=14)	δ
石英	26.0-34.5	30.6	2.55	26.1-30.8	28.2	1.37
カリ長石	19.1-26.0	22.2	2.07	19.0-22.3	20.8	1.13
斜長石 (an%)	29.5-37.3 (14.3-33.8)	32.7	2.55	34.1-37.7 (14.9-33.7)	35.2	1.50
黒雲母	6.48-14.5	9.20	2.59	9.25-13.7	11.6	1.45
白雲母	1.16-6.63	4.22	1.66	1.90-4.03	2.87	0.75
燐灰石	0.21-0.57	0.48	0.09	0.55-0.67	0.62	0.03
チタン鉄鉱	0.12-0.24	0.20	0.07	0.19-0.28	0.25	0.03
赤鉄鉱	0.02-0.77	0.38	0.19	0.40-0.71	0.48	0.14

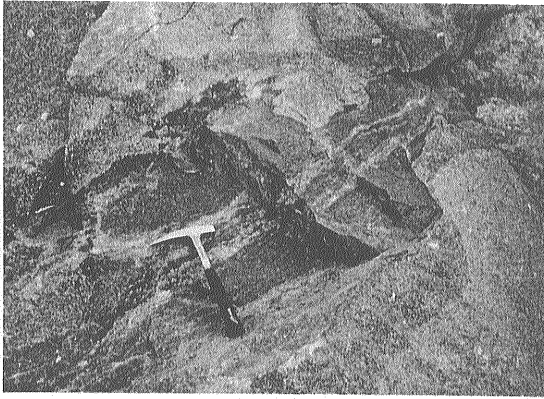


写真14 プラガ花崗岩と含まれる苦鉄質同生岩脈。

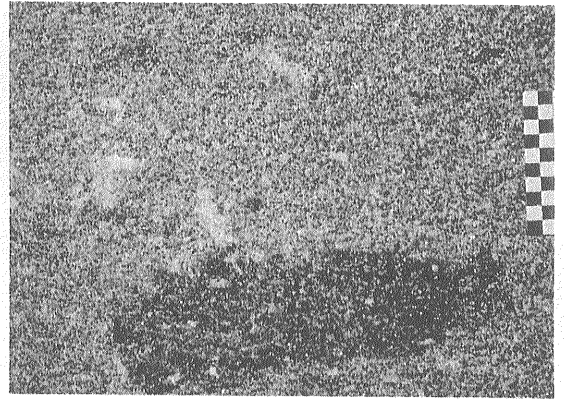


写真15 混成作用を受けたプラガ花崗岩中の苦鉄質アンクラーフ。

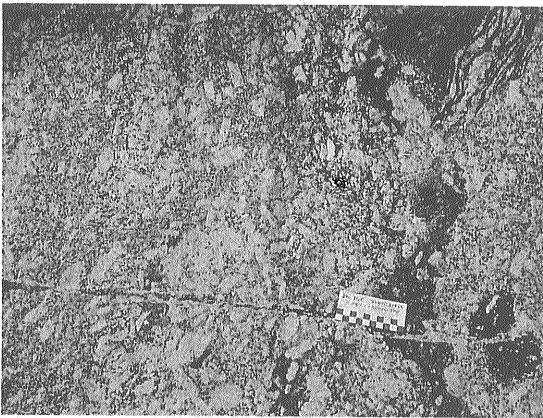


写真16 ゴンサ花崗岩と堆積岩源アンクラーフ。

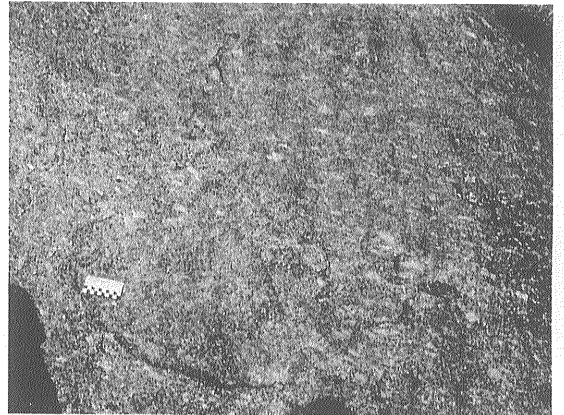


写真17 プラガ花崗岩(左下)とポウサデラ花崗岩(右上暗色部)との接触関係。境界はシャープではない。

例である。また花崗岩が少量の苦鉄質岩と密接に産出すること、および苦鉄質アンクラーフが多く含まれることでも著名であるが、もちろんポルトガルの常として変堆積岩類や雲母に富むアンクラーフも産出する(写真14-16)。

花崗岩類は、モンゾ花崗岩組成で石英にやや乏しく(22.1-27.6%)、一般には白雲母含有黒雲母花崗岩(黒雲母6.3-10.8%、白雲母0.0-4.0%)であるプラガ花崗岩と、石英に富み(28.9-29.7%)、両雲母(黒雲母6.3-10.8%、白雲母5.5-7.4%)からなるゴンサ花崗岩、に区分される。ゴンサ花崗岩は紅柱石結晶を含有し、花崗岩を切るアプライト-ベグマタイト岩脈は紅柱石を含むので、このマグマが分化と共にアルミナ過剰に変化したことは明らかである。苦鉄質岩は岩体の南西部に小規模岩体と

して産出する。かんらん石-両輝石-黒雲母斑れい岩、閃雲モンゾ閃緑岩、閃雲石英モンゾ閃緑岩、黒雲母花崗閃緑岩などからなる。

プラガ花崗岩の東方にはそれに類似するアグレラ花崗岩(写真18)や非常に不均質なポウサデラ花崗岩(写真19, 20)が分布し、プラガ-アグレラ花崗岩複合体と呼ばれる。アグレラ花崗岩の苦鉄質アンクラーフは径2-30 cm、円形ないし楕円形である。その長石比はトナル岩から花崗閃緑岩であることを示すが、苦鉄鉱物は母岩と同じ黒雲母のみである。ダブル アンクラーフに見られるように(写真18)、マグマ混合により明らかに中間生成物が生じている。後期D3期の花崗岩にはマグマ混合を示すものが多く認められている(写真21)。

プラガ花崗岩は全岩Rb-Sr法で 310 ± 10 Maの年

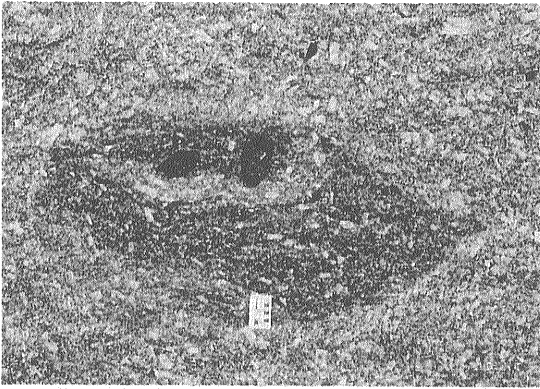


写真18 アゲレラ花崗岩中のダブル アンクラーフ.

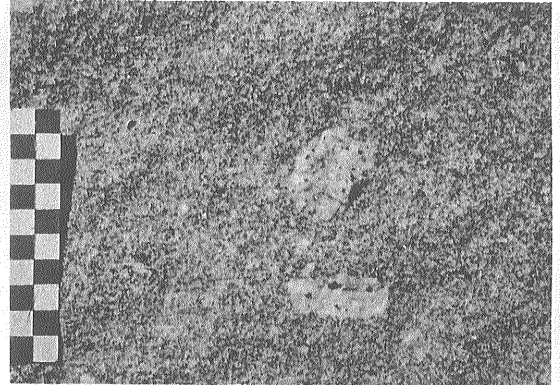


写真19 不均質なポウサデラ花崗岩に含まれる粗粒花崗岩アンクラーフ.



写真20 ポウサデラ花崗岩中の黒雲母に富む堆積岩起源アンクラーフ.

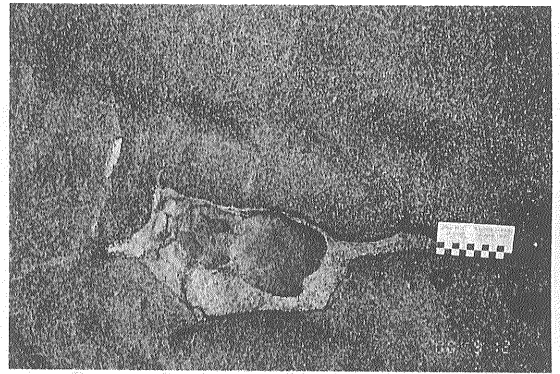
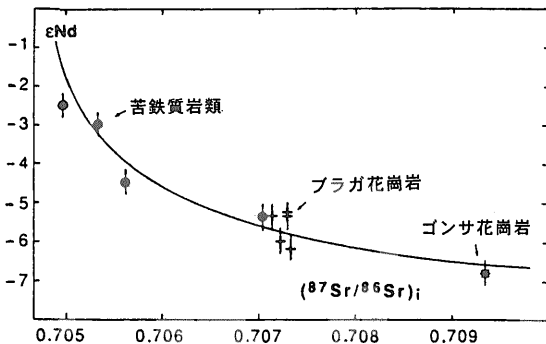


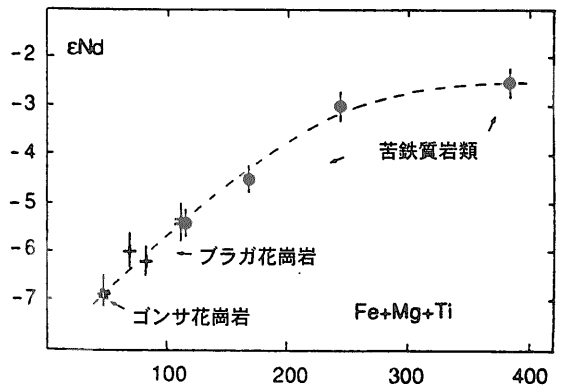
写真21 後期D3期の斑れい岩-花崗閃緑岩に親指状に入り込むセロリコド・バスト花崗岩. マグマ混合の結果と解釈される.

代を示し、そのSr初生値は0.7073である。εNd-Sr初生値図上で苦鉄質岩、ブラガ花崗岩、ゴンサ花崗岩は最小二乗法で求めた双曲線上に見事に配列し(第8図)、εNd-Fe+Mg+Ti図上でも最も苦

鉄質な斑れい岩(SiO₂ 48.5%, K₂O 1.21%)とゴンサ花崗岩(SiO₂ 69.7%, K₂O 4.99%)との混合線上に全ての測定値が乗っている(第9図)。従ってブ



第8図 同D3期花崗岩類のNd/Sr同位体比 (Dias et al., 2000).



第9図 同D3期花崗岩類のNd同位体比とFe+Mg+Ti含有量 (Dias et al., 2000).

ラガ(そして恐らくアグレラ)岩体の深成岩活動はマントルからの苦鉄質マグマの上昇により誘発された大陸地殻起源マグマとの混合によって生成された可能性が大きい。

6. 後D3期花崗岩類

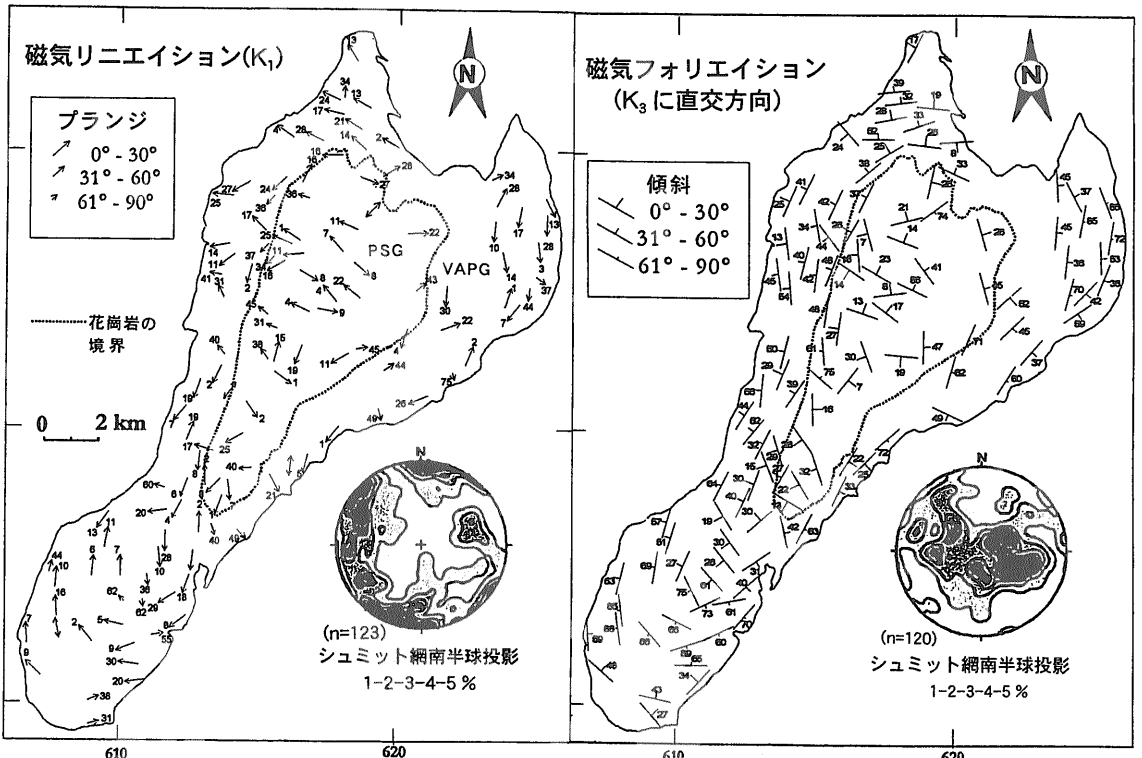
後D3期花崗岩類はD3期花崗岩類よりかなり遅れて(20Ma)貫入するものであり、一般に亜アルカリ岩系に属する。その代表例はヴィラポウカ・デ・アギル岩体(第6図)であり、これはD3期の北西-南東の構造を切る北東-南西方向の左横ずれ断層に沿って貫入し、その貫入構造場もD3期のものと明らかに異なっている。

この岩体は漸移する2岩相、露出面積の70%を占めるヴィラポウカ・デ・アギル花崗岩とペドラス・サルガタス花崗岩からなり、岩体周縁部には一部ゴウヴァス・ダ・セラ花崗岩がある。3者とも斑状組織を示し、ヴィラポウカ・デ・アギル花崗岩(VPAG)は黒雲母および苦鉄質アンクラージュに富み、トナル

岩-花崗閃緑岩質である。ペドラス・サルガタス花崗岩(PSG)は細-中粒で優白色花崗岩であり、苦鉄質アンクラージュを伴わない。ゴウヴァス・ダ・セラ花崗岩は粗粒の黒雲母花崗岩である。

この岩体は磁氣的に詳しく研究されている。岩石帯磁率は $40-220 \times 10^{-6}$ SI, 平均 101×10^{-6} SIで、著しく低く、パラマグネティックである。すなわち磁鉄鉱を含まないチタン鉄鉱系に属し、その帯磁率は主に黒雲母含有量に由来するものと思われる。この岩体の帯磁率は中心部で最も低くなる同心円状のゾーニングを示し、また南および東周縁相でも一部低い所がある。

磁気リニエーション(K_1)は、主に北北東-南南西と西北西-東南東方向であり、低い角度にプランジする(第10左図)。前者はヴィラポウカ・デ・アギル花崗岩で卓越し、後者は中央のペドラス・サルガタス花崗岩と岩体北端部に見られる。磁気フォリエーション(K_3 に直交方向)は一般に岩体の伸長方向や外縁に平行であり、中心部と最北部では西北西方向を示す(第10右図)。南部のフォリエーションは



第10図 ヴィラポウカ・デ・アギル岩体の磁氣的フォリエーションとリニエーション(Dias et al., 2000).

内側へ急傾斜する。これらの磁氣的構造は、この岩体の中心部はペドラス・サルガタス花崗岩が占め、その外側にヴィラポウカ・デ・アギル花崗岩が分布することを示している。全体としてはラコリス状と想定される。

ブーゲ異常によると、この花崗岩体の分布域の60%は800mより浅く、北部では深度4kmと深い(第11図)。この北部にマグマの供給孔があったものと思われる。すなわち、この岩体はレグナーヴェリン断層帯沿いに上昇したマグマがルーフに規制されてシート状に拡がり、ヴィラポウカ・デ・アギル花崗岩を形成した。引き続きペドラス・サルガタス花崗岩マグマが上昇し、断層帯を充たしたものと思われる。

7. モライス・マッシーフ

ポルトガル北東部のモライス地塊(第6図)とそのすぐ北方のブラガン地塊にはヘルシニア期の衝突期に生じた見事なナッペ構造が見られる。衝上運動により時代が古いアロクトンが水平移動して中央イベリア帯のオートクトンに乗っかっている。これらの岩石は見かけ上位からいずれも衝上断層を境に、中部、下部、上部アロクトン複合体、パラオートクトン、サブオートクトンまたはオートクトンからなり、これらはヘルシニア花崗岩により貫入される。モライス・マッシーフは次の諸岩石から構成される。

7.1 オートクトン/パラオートクトン複合体

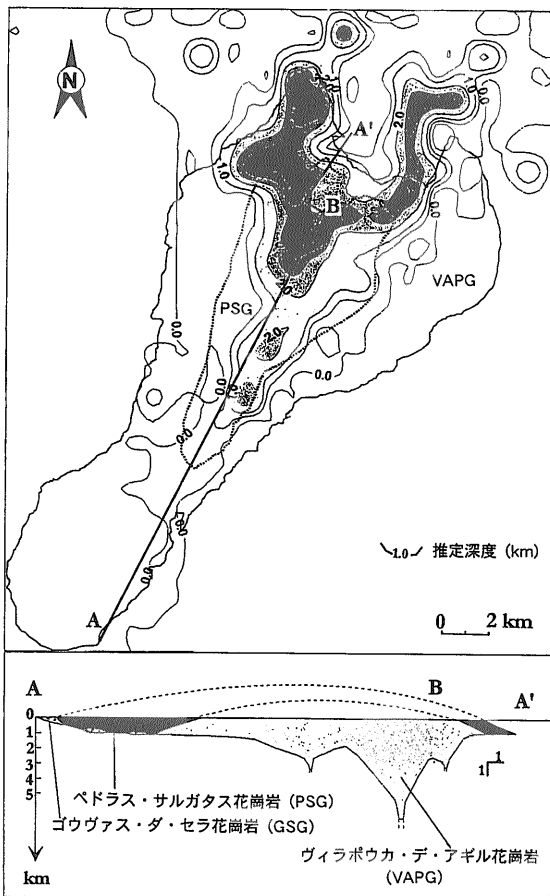
原地性の諸岩石、すなわちオートクトン/サブオートクトン複合体はモライス地塊の環状構造を取り巻いて広く分布する(第12図)。これは下位から原生代末期-カンブリア紀の雲母片岩、千枚岩、変グレイワッケ、葉片状千枚岩、オルドビス紀の珪岩類、炭質片岩、砂泥片岩、少量の変火山岩類、シルル紀の黑色石灰岩、黑色千枚岩、珪岩、デヴォン紀の砂泥質千枚岩、変グレイワッケ、シルル紀の黑色片岩、珪質千枚岩、赤鉄鉱片岩、変火山岩類、磷酸塩岩、デヴォン紀の変グレイワッケ、フリッシュ堆積岩類などからなる。

これらに衝上断層接触でパラオートクトン岩体に乗っている。パラオートクトン岩体は下位からシルル紀の黑色片岩類、デヴォン紀の泥質-グレイワッケ片岩・灰色片岩、小規模な衝上断層を挟んでシルル紀の珪質片岩と珪質千枚岩、デヴォン紀の泥質片岩と変グレイワッケなどからなる。

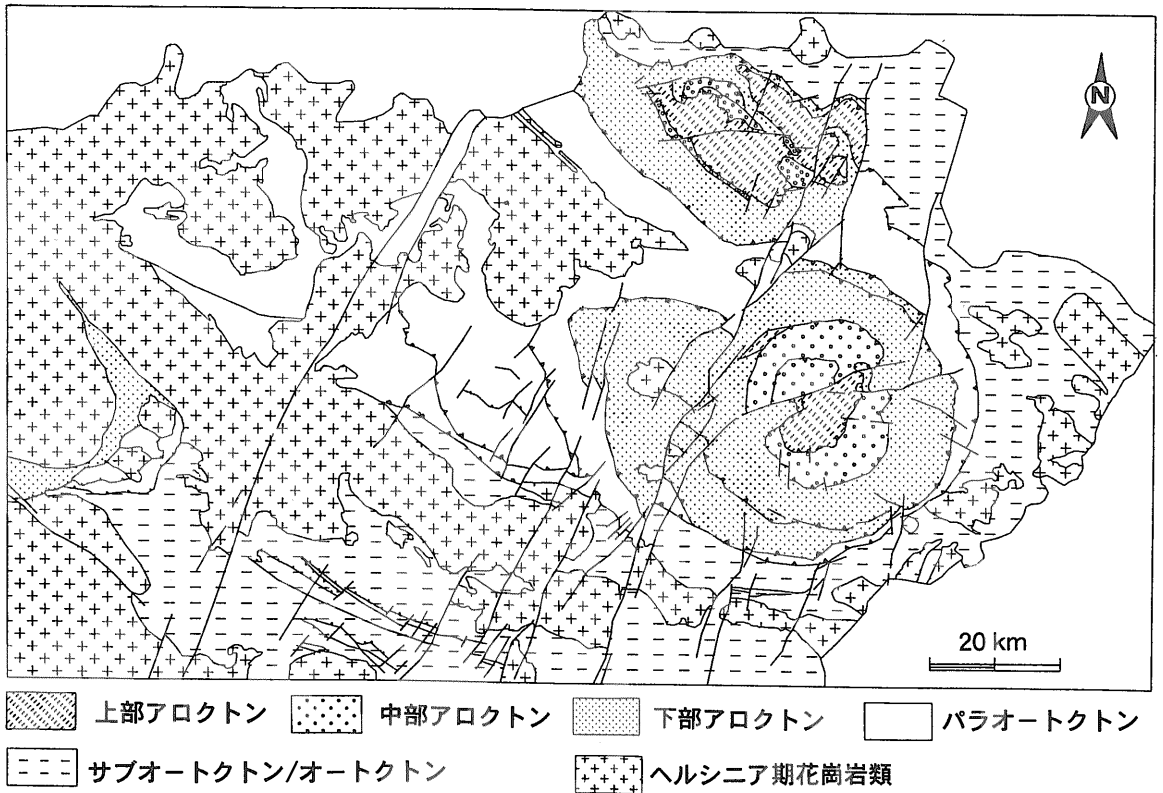
7.2 アロクトン複合体

アロクトン複合体は3層に分けられる。下部層は衝上断層でパラオートクトン岩体に乗る、環状の分布を示す(第12図)。下部層は下位から上部オルドビス紀の珪質千枚岩、結晶片岩と少量の火山岩類、シルル紀の火山岩類、緑泥石片岩、赤鉄鉱片岩、デヴォン紀下部の砂泥片岩、綠色片岩、変ソレライト質玄武岩類から構成される。

その見かけ上位のアロクトン中部層は下部層とは衝上断層接触で環状の分布を示す。中部層はシルル紀-下部デヴォン紀のオフィオライトからなる。



第11図 磁気および重力異常に基づくヴィラポウカ・デ・アギル岩体の平面図と南北断面図(Dias et al., 2000)。



第12図 トラス オモンテス地域の地質図 (Dias et al., 2000). 右の環状構造部がモライス地塊とその北方のブラガン地塊.

下位より長石含有かんらん岩, 苦鉄質集積岩, 斑れい岩と岩脈類(写真22), シーテイドダイク, 角閃岩から構成される.

アロクトン複合体の上部層は, 中部層の中心部に衝上断層に囲まれて分布する(第11図). 下位か

ら原生代中期の石榴石含有かんらん石, ミロナイト化苦鉄質グラニュライト, 石英-長石片麻岩, 原生代後期-カンブリア紀の変斑れい岩と角閃岩, 眼珠正片麻岩(写真23), 雲母片岩と変グレイワッケ(含凝灰岩)から構成される.

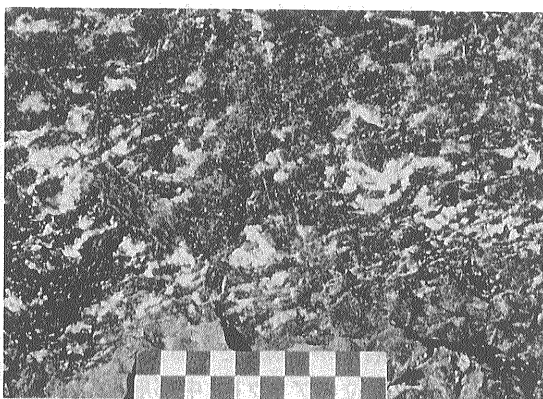
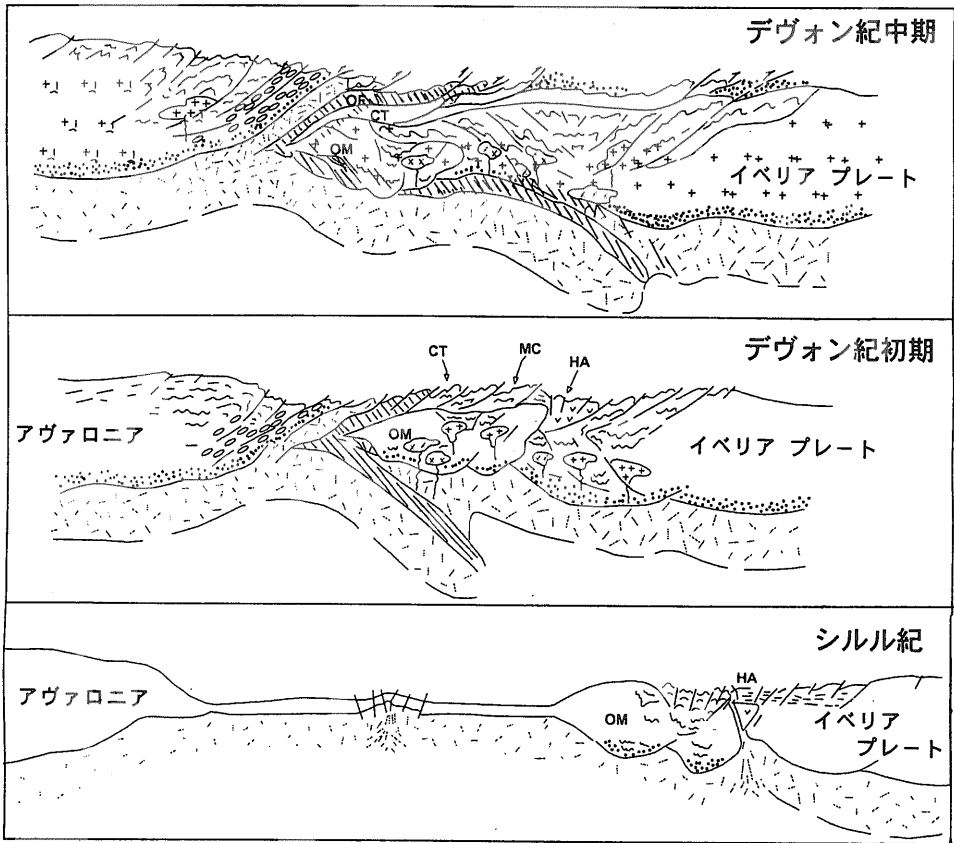


写真22 海洋地殻から衝上してきたフレイザー斑れい岩体, 東西に伸長, 厚さ1km.

7.3 構造発達史

アロクトン複合体の上部層はヘルシニア変動期以前に, 少なくとも3回の変形と変成作用を受けており, その内の一つは苦鉄質-超苦鉄質貫入活動と関係している. Sm/Nd年代によると, その一部である斑れい岩の年代は545 Maであり, 変成岩からは464 Maの年代が得られている. すなわち最初の変動はカンブリア紀からシルル紀にかけて生じた(第12図). その後デヴオン紀の変動を経て, 石炭紀に頂点に達するヘルシニア変動を迎える.

ヘルシニア変動はアロクトンからアロクトンに至る全ての複合体に無差別に及んでいるが, アロクトンとパラアロクトン複合体は独自の变形運動を記



第13図 ポルトガル北部における古生代の衝突様式 (Dias et al., 2000).
 CT 中央トランスモンタナ帯, Ha パーアルカリ火山岩類,
 MC ミーニョ中央帯, OM オッサモレナ帯, OF オフィオライト帯.

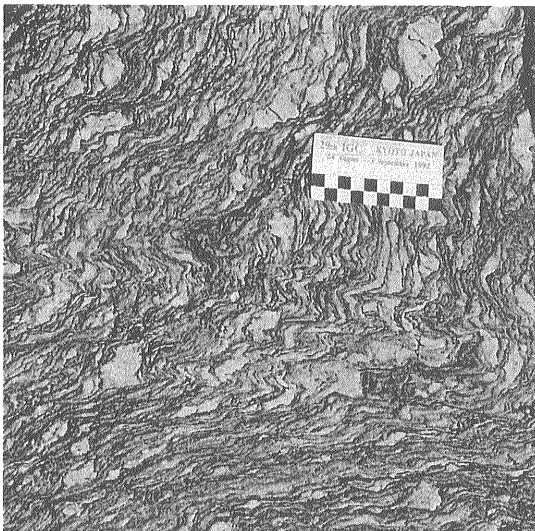


写真23 複雑に褶曲するラゴア オーツ片麻岩, アロクトン上部層, 原岩の花崗岩年代は不明.

録している。アロクトン複合体の構造運動様式は主に走向移動破碎活動である。パラオートクトン複合体には屈曲した蝶番を持つ横臥褶曲構造が顕著である。

アロクトン上部層はさや状褶曲をなし、リニエーションはその長軸に平行で北北東-南南西の移動センスであった。中部層のオフィオライト複合体は原構造を置き換えて面構造が著しく発達し、その動きの方向は西から東へ+20°である。D2褶曲が衝上断層面に集中して発達する。下部層は北西から南東へ最大圧縮軸を持つ動きを示し、オフィオライトにD1褶曲をもたらした。

8. まとめ

ポルトガル北部においては古生代中期に始まっ

た2大陸のコリジョンがあり、それに伴う褶曲作用や衝上断層が生じた。その構造運動はD1-D3期の3時期に分けられるが、花崗岩活動は(1)D3期、(2)その後半、(3)D3期後の3回に亘って発生したものと考えられる。第1段階は大陸間の圧縮に伴うソスフィアの衝突による地殻の肥大化と共に発生したものである。第2段階は地殻の薄層化・走向移動断層・熱的緩和によって発生したもので、量的にはこれが最大である。第3段階は“造山運動後期”に相当するもので、張力場における断熱減圧期にマグマが発生したものである(Dias *et al.*, 2000)。

これらヘルシニア期花崗岩類は岩質的には両雲母花崗岩と黒雲母花崗岩とに2大別され、トナル岩や花崗閃緑岩は極く少量見られるに過ぎない。したがって花崗岩類の多くは大陸地殻起源である。しかし苦鉄質アンクラークは随所に見られ、マントルからの苦鉄質マグマが熱源(+材料)としての役割を果たしたことが推定される。

肉眼的に黒雲母は黒色度が強く鉄に富む印象を受けたが、予想どおり磁鉄鉱は含まれず、巡検中の帯磁率測定における花崗岩類は全て 0.3×10^{-3} SI以下であって、チタン鉄鉱系の値を示した。これら花崗岩類は源岩である地殻物質中のC、 H_2S などの還元剤のためにチタン鉄鉱系の性格を持つに至ったものと考えられる。なお一部の斑れい岩-花崗閃緑岩で極く少量の磁鉄鉱を含む 3.0×10^{-3} SIが、また蛇紋岩化かんらん岩が 30×10^{-3} SIの高い値を示した。

両雲母花崗岩は衝突期とその直後(同-後期D3期)に生成したもので最もSタイプのであり、当地を象徴する岩石である。この花崗岩は黒雲母より多

くの初生白雲母を含み、堇青石などを含まない。その理由は“水フガシテフィ”が高かったためと考えられる。この花崗岩は大陸地殻中部の堆積岩源変成岩で発生した“水”に富むパーアルミナス マグマから晶出したものである。黒雲母花崗岩は、時にトナル岩を伴って産出し、時期的にはD3期以前から後D3期まで出現する。その起源は大陸地殻下部と考えられ、“水”に乏しいマグマに由来すると考えられている(Dias *et al.*, 2000)。

文 献

- Dias R. and Ribeiro A. (1995) : The Ibero Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics* 246, 113-128.
- Dias, G., Noronha, F. and Ferreira, N. (2000) : Variscan plutonism in the central Iberian Zone: Northern Portugal. *Eurogranites 2000, Guidebook*, 182 p.
- 石原舜三(1975) : エルツゲビルゲの旅。地質ニュース, no.249, 18-35.
- 石原舜三(2000) : 海中の大山脈-コルシカ パソリスにおけるヘルシニア期花崗岩類。地質ニュース, no.556, 7-19.
- Ishihara, S., Sawata, H., Shibata, K., Terashima, S., Arrykul, S. and Sato, K. (1980) : Granites and Sn-W deposits of Peninsular Thailand. In Ishihara, S. and Takenouchi, S. ed. *Granitic Magmatism and Related Mineralization, Mining Geol. Spoec. Issue*, no. 8, 223-241.
- Matte, P. (1986) : Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329-374.
- Pitcher, W. S. (1983) : Granite type and tectonic environment. In Hsu, K.J. ed. *Mountain Building Processes*, Academic Press, 19-40.
- Ribeiro, A., Quesada, C. and Dallemeyer, R.D. (1990) : Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In Dallemeyer, R.D. and Martinez Garcia, E. ed. *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 399-409.
- ISHIHARA Shunso (2001) : The Hercyno-type granitoids - An example of the northern Portugal.

<受付: 2001年1月9日>