

# 中国東北部の地質構造区分と花崗岩類の特徴

石原 舜 三<sup>1)</sup>

## 1. まえがき

最近の5年間に亘り、国際地質対比(IGCP)420「顕生代における大陸成長：中央アジアからの証拠」代表：フランスのレンヌ大学の江博明(JIANG, Bor-ming, 現在は国立台湾大学)が実施され、未知の中央アジアの花崗岩類に非常に多くの新知見をもたらした。その第4回ワークショップが最終年度に当たる第5年目の2002年8月5-14日に中国の長春、吉林大学で(写真1-4)2日間の研究発表と、8

日間の野外巡検でもって実施された。

長春の吉林大学は、私が初めて訪中した1979年6月に最初に訪問した大学であり、非常に懐かしい。それは“柳花”が真綿のように街路に舞う6月下旬であった(石原, 1980)。当時この大学は長春地質学院と名付けられており、地質関係の単科大学であったが、現在では吉林大学として総合大学化している。



写真1 1979年当時は長春地質学院の校舎であった吉林大学の地質宮。



写真3 吉林大学の中央広場。



写真2 地質学教室がある現在の新校舎。



写真4 IGCP420の説明をするリーダーの江博明教授。

1) 産総研 特別顧問

キーワード：地質構造区分, 中国東北部, 花崗岩類, Aタイプ, 磁鉄鉱系, チタン鉄鉱系, アルカリ玄武岩

地質調査所における最初の中国プロジェクト実施当時の文献調査から、華南ではW, Sn 鉱床が、北部ではMo 鉱床が時代を超越して分布を知り(石原, 1982a, b; 1983), 私は中国東北部の花崗岩と鉱床に興味を持った。しかし当時は探査実績がある華南の花崗岩と鉱床が集中的に研究されており、東北部は未知の世界であった。

今回の23年ぶりの訪問で当地の花崗岩研究がIGCP-420もあって著しく進展していることを知った。また子供の頃、一面のコウリャン(高粱)畑と聞いた旧満州の平野部は今では灌漑が行われて米作が普及し、またコウリャンもトウモロコシや野菜に切り替えられるなど(写真16参照), 肥沃で巨大な穀倉地帯に変貌していた。ここでは旅の印象記や構造発達史と花崗岩系列について記してみたい。

## 2. 東アジアの構造発達区分：マンチュリドとニッポンド

IGCP420の研究対象地域はグループリーダーによって中央アジア造山帯(Central Asia Orogenic

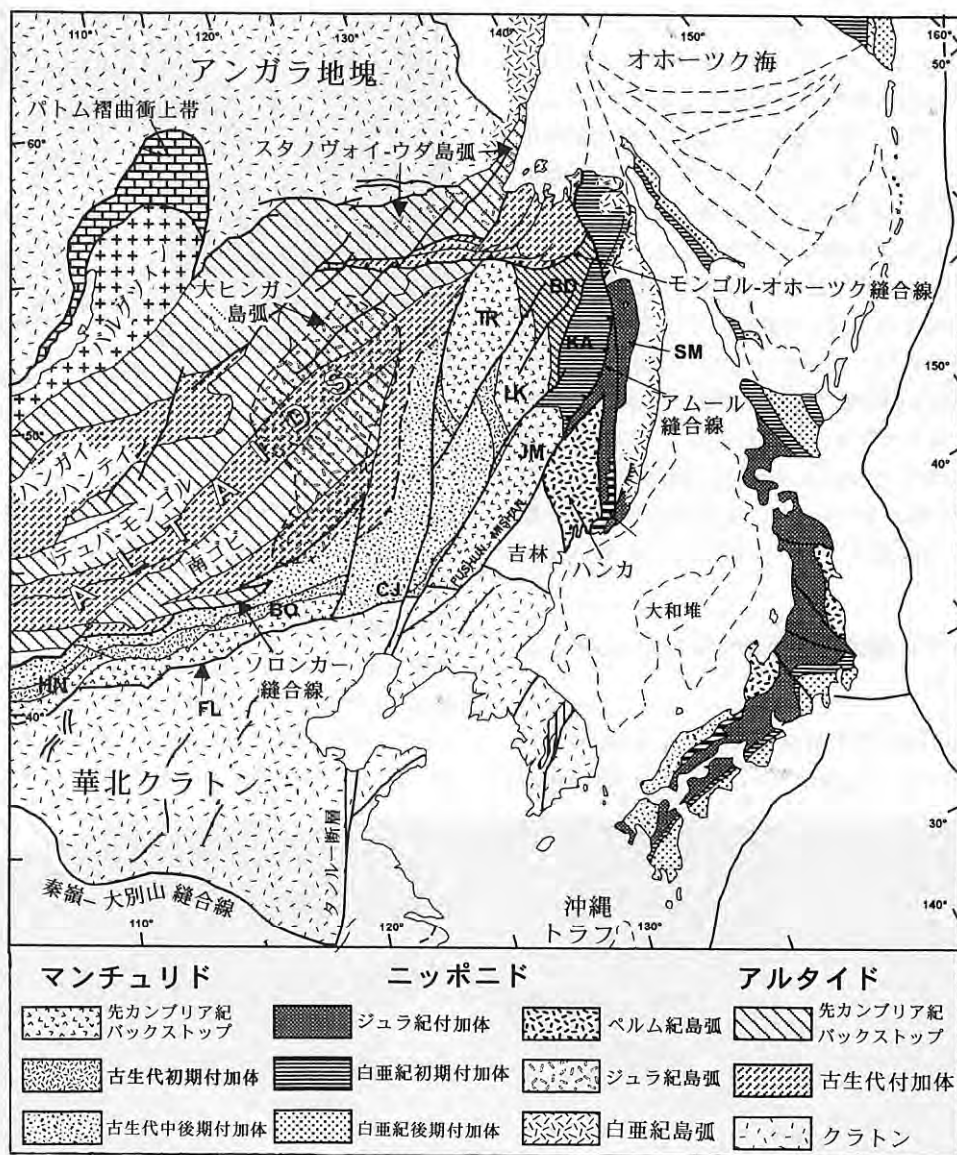


写真5 野外にて横ずれ運動を解説するシェンゲオルと熱心に聞く参加者。

Belt)と呼ばれている。これに対してジェラル シェンゲオル(Célal A. M. Şengör)らは歴史的地名であるアルタイやマンチュリドを用いている。アルタイは衆知のように、西シベリア南東部からモンゴル高原を通過して西方に続く2,000kmにわたる山地を意味し、モンゴル・アルタイ、ゴビ・アルタイ、ソビエト・アルタイなどに分けられる。アルタイはモンゴル語、トルコ語で「金の山」を意味し、これはソビエ



写真6 チャムス地塊-1:先カンブリア紀からヘルシニア期に変更された黒竜江複合体の雲母片岩類。走向断層により著しくミロナイト化。今では大陸縁辺部のオフィオライトかメランジュと考えられている(牡丹江-鶏西地域)。



第1図 中国東北部周辺域の構造区分 (Natal'in and Şengör, 2002). BO, バイアンオポーリンシイ; BD, バザール; CJ, 吉林中央; HN, ハンシヤン; JM, チャムス; KA, ノバロフスク; LK, 小ヒンガン; SM, サマルカ; TR, タロン.

ト・アルタイの南西部がかつて産金地帯であったことに由来し、現在でも金属鉱物資源が豊富である。

ジェラル シェンゲオル (写真5) はギリシャ系トルコ人でイスタンブール工科大教授であるが、日本では在米学生時に都城秋穂教授の抜擢でヨーロッパの古典的な造山論を岩波書店の地球科学シリーズ (Şengör, 1979, 都城訳) にレビューしたことで著名である。本人によると1951年生まれ、最も若くしてヨーロッパとアメリカのアカデミッシュンに選ばれた

そうである。自ら工科大に招聘したハバロフスク出身のボリス ナターリンと共にユーラシア大陸の構造区分と発達史、島弧の復元を精力的に追求している。

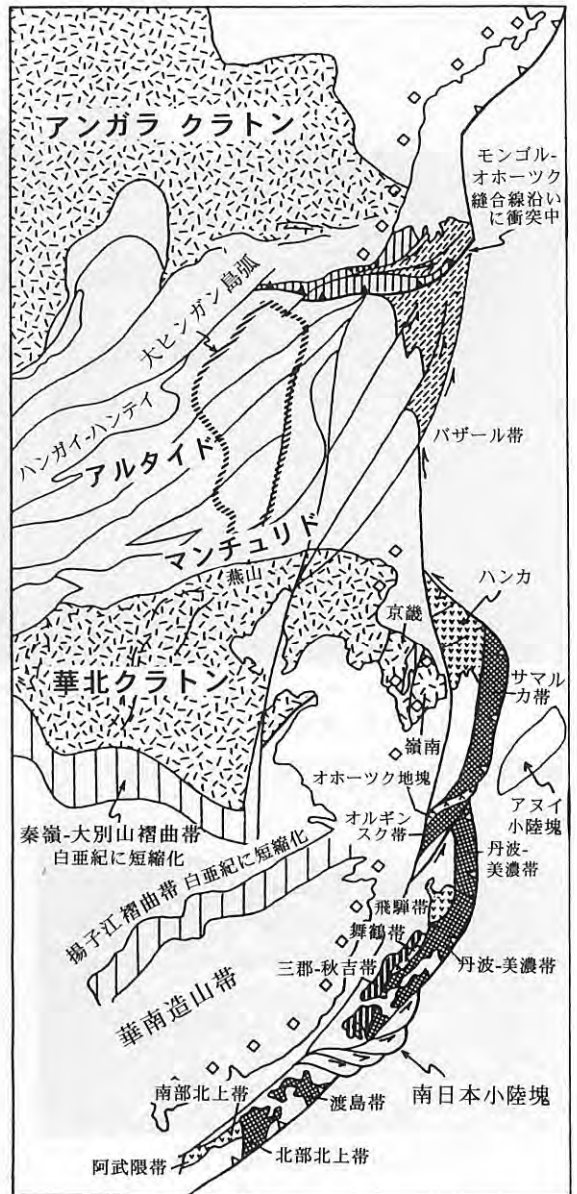
シェンゲオルらによると中国北東部とロシア南東部の構造発達史はマンチュリドとニッポニドの形成に関わっている。すなわち彼らは当地域の造山活動を西からアルタイド、マンチュリド、ニッポニドと分帯した (第1図)。



写真7 チャムス地塊-2: 枕状溶岩, 扁平化が著しい.



写真8 チャムス地塊-3: 枕状溶岩のクローズ・アップ.



第2図 アジア東部におけるジュラ紀末頃の構造区分 (Şengör and Natal'in, 1996).

アルタイド

これはロシアのアンガラ クラトンと南方の華北クラトンに挟まれて先カンブリア紀のバック ストップと古生代の付加帯が発達する地域を言う。バック ストップは北西から大ヒンガン島弧、テュバーモンゴル帯、南ゴビ帯に分けられる。これらに付属する古生代付加帯が北東-南西方向に3系列発達する。その南側と東側には古生代中-後期付加帯と古生代



写真9 柳毛石墨鉱床。チャムス地塊の石墨片岩・柘榴石グラニュライト・柘榴石花崗岩と共に産出。ジルコン年代から原岩は14億年前、変成作用は5億年前と考えられている。人物右上の黒い縞が鉱石層準。かつて日本が採掘した。



写真10 露天掘り場の全景。

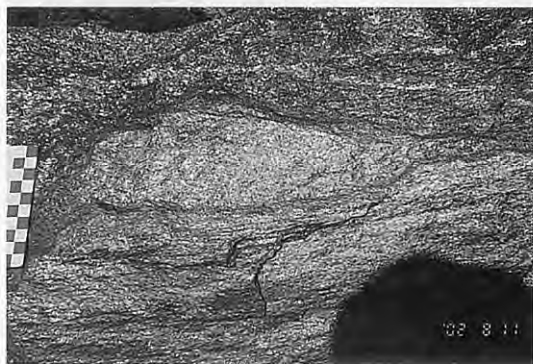


写真11 高品位鉱石のクローズ・アップ。

初期付加帯、更には先カンブリア紀地塊が分布する。バック ストップは付加体研究者では「付加作用を陸側で止めた付加体内岩石の壁」として使われているそうであるが、超広域構造を扱うシェンゲールは付加体全体を受け止めた「壁」として用いており、ここではその広い意味でこの言葉を使うことにする。

### マンチュリド

これは中国北西部から内蒙古、ロシア極東南部に発達するもので古生代の付加帯である。北西側から南東側に古生代中-後期、古生代初期の2時

期の付加・火成岩帯がアルタイの諸岩石に接しており、両者の関係は一般に走向横ずれ断層である。その代表例はSolonker接合線である。マンチュリドの各帯はバック ストップ、火成岩類、前弧付加堆積物を伴う沈み込み-付加複合体である。地域的には西から東へ次の複合体からなる。ハンシャン(HN、第1図)、バイアンオボ-リンシィ(BO)、吉林中央(CJ)、チャムス(JM)、マロヒンガンまたは小ヒンガン(LK)、トラン(TR)など。

各帯の境界は断層で境され、その断層はロシア南東部ではジュラ紀後期-白亜紀の走向横ずれ断



写真12 盤石市明城における褶曲する石炭紀層。砂岩・頁岩の互層からなる。

層である。中国でも同様な横ずれ断層と思われ、その活動時期は少し早く、ペルム紀後期から活動したものと思われる。

バイアンオボ-リンシィ帯の先カンブリア紀のバックストップは原生代中-後期の低度変成岩類からなり、その原岩は碎屑岩、炭酸塩岩、エバポライト、粗面安山岩、アルカリ玄武岩、流紋デイサイト、部分的にはピクライトなどからなる。これらの岩種と火山岩の性質から、これらはクラトン縁辺部の展張場の生成物と考えられる。この弱変成岩類にカレドニア期花崗岩類が貫入し、ペルム紀付加体に含まれる凝灰質岩で示される火山活動が更に重複するが、マグマ島弧が存在した確実な証拠は稀薄である。

これに対してチャムス帯(写真6-14)ではパンアフリカン期(ジルコン年代530Ma)の花崗岩の貫入を受ける先カンブリア系の西縁に沿って古生代初期のメランジュが分布し、共にカレドニア期とより後期のヘルシニア期の花崗岩類の貫入を受ける。この様なヘルシニア期の島弧火成活動は吉林中央部(第1図, CJ)の石炭-ペルム系中に溶岩や凝灰岩としても現れている。その火成活動はチャムス帯から北方へと続く小ヒンガン帯(LK), トラン帯(TK)と同様の性格を持つものと思われる。

マンチュリド島弧はアルタイドのテュバーモンゴル島弧に対してペルム紀に衝突する。衝突は西方のバイシヤン地域で石炭紀後期に発生し、北東側で遅く、ペルム紀後期に終了する。ペルム紀後期-三畳紀のフリッシュがモンゴル南部に分布することは、マンチュリドの中央部では沈み込み活動が継続していたことを示すのかも知れない。



写真13 盤石市郊外、石炭紀の砂岩・頁岩互層と北大生の今山 武志君。人気があり参加者のアイドル的存在に終始した。

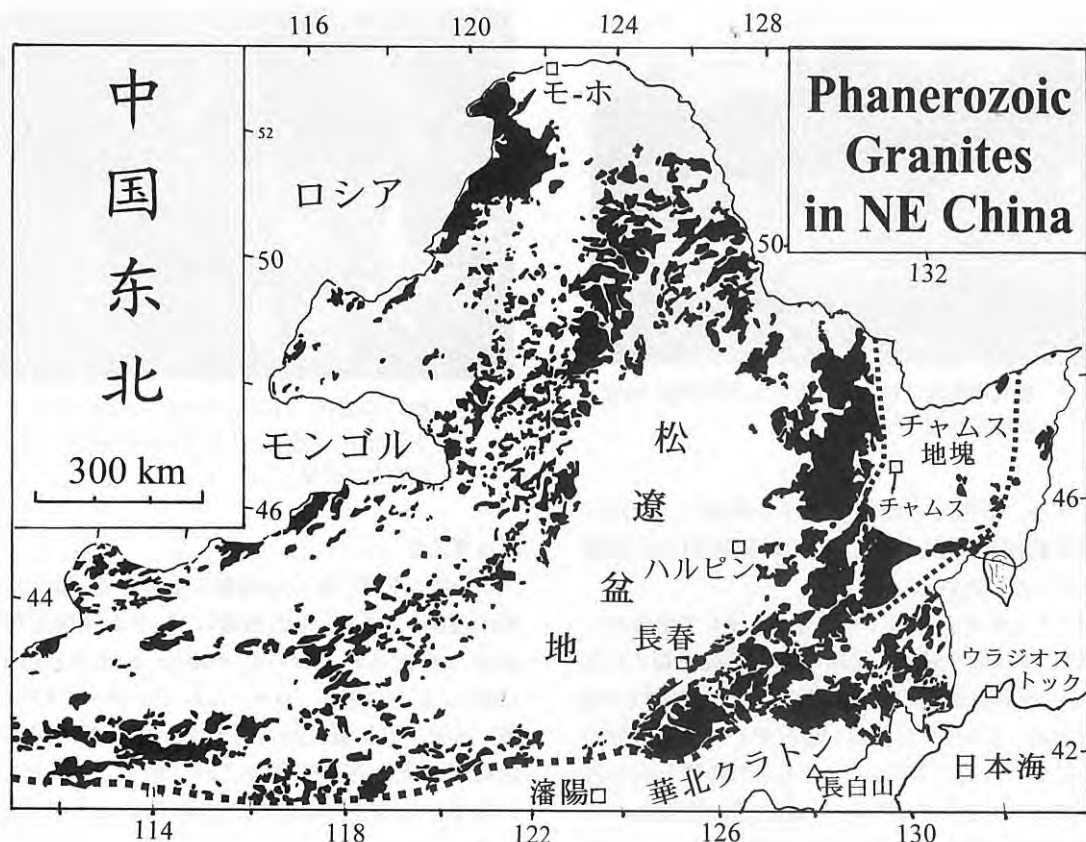
### ニッポニド

ニッポニドはこれらの活動に重複する“環太平洋造山運動”である。その西縁はジュラ紀花崗岩類の西縁に設定されており(Şengör and Natal'in, 1996), 北から南へ、ウダームルガル帯, スタノボイ帯, 大ヒンガン帯に分けられている。更に南方へは韓国の大宝花崗岩類がこれに属する。大ヒンガン帯などの内陸火成弧には付加体が近傍に認められない。

ロシア南東部の東西系のモンゴル-オホーツク縫合線の南にはバザール付加帯(BD, 第1図)があり、近傍には対応する火成岩類が見られない。化石からこのバザール付加体は三畳紀後期-ジュラ紀の海溝堆積物と考えられる。全体の形は三角形で周囲との境界は断層であり、個々の付加体は雁行性のファブリックを持つ。これらは全て左横ずれ構造運動で現在のバザール地塊が生じたことを示している。大ヒンガン帯に対応する可能性(Natal'in and Şengör, 2002)もあるが、今後の検討が必要である。

アムール縫合線は重要な左横ずれ断層であり、中国へ続いている。その東側の北部には白亜紀初期の付加体が、東側にはジュラ紀付加体であるサマルカ帯(SM, 第1図)が発達する。南部にハンカ地塊がある。これは先カンブリア基盤と考えられたこともあるが、ナターリンらはペルム紀島弧に区分している。

ニッポニドの特徴はロシアのサマルカ帯、日本の美濃-丹波帯で代表される広範囲のジュラ紀付加



第3図 中国東北部における顕生代花崗岩類の分布 (Wu et al., 2002a).

体の存在であり、かつ複雑なその形態である。Şengör and Natal'in (1996)の復元によると、このジュラ系は東アジア大陸の東縁沿いに堆積・付加したが(第2図)、その後の横ずれ移動によって南部ほど北上し、まずハンカ地塊とサマルカ付加体が現地性のハバロフスク帯に接合し、ついで美濃-丹波付加体とその外側に、更に遅れて北部北上帯や道南のジュラ系が美濃-丹波帯の外側に接合した。白亜紀の中頃には両地帯共に現位置に到達していたものと考えられている。

### 3. 東北部の花崗岩類

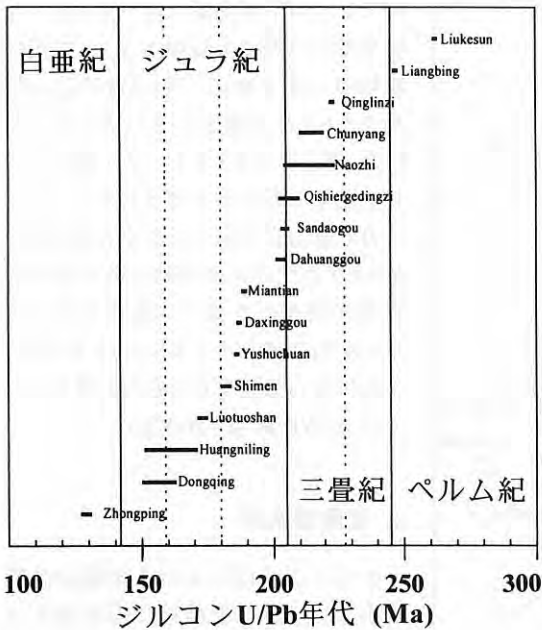
中国東北部には顕生代の花崗岩類が広く知られており、その分布は松遼盆地を除く山地の50~80%を占める(第3図)。松遼盆地は石油としては珍しい淡水起源の石油の産出で著名であり、その含油層基盤は花崗岩類と古生層である。これら花

崗岩類は従来、主に古生代末期のヘルシニア期の時代を持つと考えられたが、最近の放射年代測定により多くの部分が三畳紀-ジュラ紀に変更された。吉林省東部、縁辺部の諸岩体における年代測定例を第4図に示す。

#### 古生代花崗岩類

これには前期と後期がある。古生代前期(これまでのカレドニア期と同義)花崗岩類は華北クラトンの北縁とツァンカンカイ山脈に分布する。岩質は石英閃緑岩、トナル岩、花崗閃緑岩、モンゾ花崗岩からなり、角閃石、黒雲母の含有量が高い。一般に片麻状組織を持つ。これら岩体にはRb-Sr全岩法で456~371Maの年代が知られていたが、最近のRb/Sr 鉱物年代とU/Pb ジルコン年代によって一カ所(417±2Ma)を除き、三畳紀-ジュラ紀の年代(192±49Ma, 164±2Ma)が得られている。

古生代後期(これまでのヘルシニア期と同義)花



第4図 吉林省東部、縁辺部における顕生代花崗岩類のジルコンU/Pb年代 (Wu *et al.*, 2002a).

崗岩類もその多くがジュラ紀に変更されたが、大興安嶺とチャムス地塊には真の古生代後期花崗岩類がある(304±5, 292±4, 285±2, 264±5Ma)。これは花崗閃緑岩、モンゾ花崗岩、閃長花崗岩、アルカリ長石花崗岩、そして最末期のAタイプ花崗岩からなる。Aタイプ花崗岩帯は新疆省東部からモンゴル南部、内蒙古中央部に至るものが著名であり(Hong *et al.*, 1994)、大興安嶺ではその東端部に産出する(第5図)。

### 三疊紀-ジュラ紀花崗岩類

この時代はかつてインドシナ期-燕山早期と呼ばれていたもので、花崗岩類の分布は圧倒的に広く100,000km<sup>2</sup>に達し、数百の岩体から構成される。岩種は少量の花崗閃緑岩と主要なモンゾ花崗岩、閃長花崗岩、アルカリ長石花崗岩、アルカリ花崗岩からなる。石英とペルト長石が最も主要な構成鉱物で、少量の斜長石、苦鉄質鉱物を伴う。アルカリ苦鉄質鉱物のアルベゾン閃石、エジリン普通輝石などは最末期のアルカリ花崗岩に産出する。更に多くの岩体で晶洞や黒雲母に富む縞状構造が観察され、花崗岩類の多くが浅成であることを示している。苦鉄質包有物は花崗閃緑岩を除き多くは



写真14 紅旗嶺。中国第2位のCu-Ni鉱床。三疊紀の超苦鉄質岩に胚胎。

ない。この花崗岩類はIタイプ分化型、Iタイプ、Aタイプなどに分類されている(Wu *et al.*, 2000)。年代はIタイプについて~216Ma, 212±6Ma, 190±4Ma, 184±4Ma, 183±4Maなどが、Aタイプについて212~193±9Ma, 183±6Maなどが得られている。

### 中生代後期花崗岩類

この時期の花崗岩類の分布は定かではないが、かなり広いものと思われる。同時代の火山岩類の分布は広く、その下には小貫入岩体として存在するものと思われる。岩質的には花崗閃緑岩、モンゾ花崗岩、閃長岩からなるIタイプおよびAタイプに分けられる。Aタイプは造山運動最末期の展張場に生じたもので、その年代は130±6Maから122±5Maである。

### 花崗岩類のタイプ別分類

中国東部の花崗岩類の多くは珉長質IタイプかAタイプに分けられる(Wu *et al.*, 2000)。3岩体で柘榴石と白雲母が発見されているが、REEパター





第5図 中国東北部におけるAタイプ花崗岩類の分布 (Wu, Sun *et al.*, 2002b).

ンとSr-Nd同位体比の特徴からSタイプではなく、分化型Iタイプと考えられている。Iタイプは造山帯の主要な構成岩類であるが、Aタイプは一般に非造山帯で小規模に分布するタイプである。そこでAタイプに注目してみたい。

東北部のAタイプ花崗岩類は同位体年代により第1期のペルム紀、第2期の三疊紀後期～ジュラ紀初期、そして第3期の白亜紀初期に分けられる。第1期のAタイプは大興安嶺に分布し、第2期のAタイプは内蒙古から小興安嶺に至る造山帯に広く分布する(第5図)。第3期のAタイプは極く局部的に散在するにすぎない。

Aタイプ花崗岩はアルミナスAタイプとパーアルカリンAタイプに分けられる。前者はアナイト黒雲母とCa又はCa-Naに富む角閃石を含み、後者はアルペゾ閃石、リーベカイト、Na輝石などのアルカリに富む苦鉄質鉍物で特徴づけられる。共に磁鉄鉍を含むとされているが(Wu *et al.*, 2002b)、後述の $Fe_2O_3/FeO$ 比の検討によれば、磁鉄鉍を含むものと含まないものが存在するようである。化学的には前者は後者と較べて $Al_2O_3$ 、MgO、CaO、Ba、Srに富むが、Rb、Gaに乏しい。

ペルム紀のAタイプ花崗岩類は内蒙古から西方

にモンゴル南部を通してジュンガル盆地東部へと続く大規模なAタイプ花崗岩帯の一部であり、これは沈み込み帯がクラトンとの衝突により折れることによって、アセノスフィアから熱が上昇して発生したものと考えられている。一方、造山帯に広く分布する第2期のAタイプも沈み込み活動で造山帯花崗岩類が発生した後に、衝突に伴ってリソスフィアのデラミネーションが生じ、これに伴って発生したものと考えられている(Wu *et al.*, 2002b)。

#### 4. 花崗岩系列

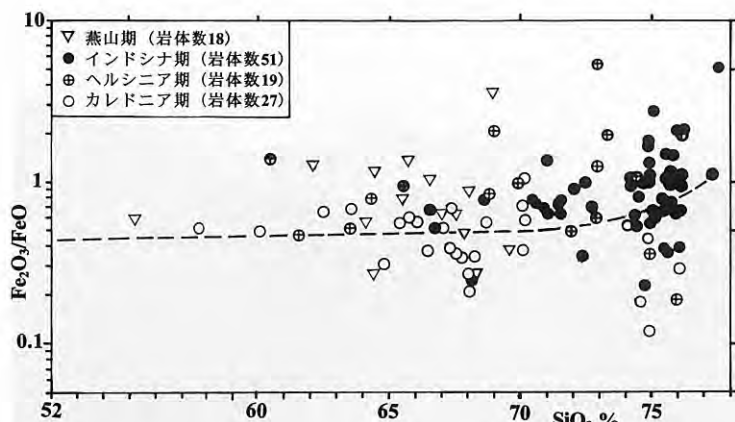
かつての中国における組織的地質調査では、岩石粉碎後に重鉍物を分離・計量することが日常業務として行われていたから、磁鉄鉍などの不透明鉍物の定量値の報告がある。また

全岩分析値も主に湿式法で行われていたから、二価/三価鉄の分析値も報告されている。これらの花崗岩系列を判定するデータは各省の地質鉍産局の区域地質報告書で公表されている。

当該地域は黒竜江省、吉林省、一部が遼寧省に相当する。吉林省と黒竜江省の報告書は1988年と1993年の発行であるが、それぞれの序文は1982年に書かれており、それらの調査結果は1970年代以前の研究に基づいていることが伺える。従って時代論に関しては大きな修正が必要であるが、個々の変更点への対応が困難なので、ここでは旧区分に基づいて花崗岩系列を解説・記述してみたい。

吉林省地質鉍産局(1988)によると、花崗岩類はカレドニア期、ヘルシニア期(早・中・晩の3亜期)、インドシナ期(早・晩2期)、燕山期(早・晩期)に分けられている。微量鉍物による分類ではその殆どがジルコン-燐灰石-磁鉄鉍(-チタン石)に分類されている。これは筆者の磁鉄鉍系に相当するが、しかし原典には定量値がつけられておらず、また全岩の化学分析値も無いので、その真偽を確かめることが出来ない。

一方黒竜江省では吉林省より広い面積に花崗岩



第6図 黒竜江省の顕生代花崗岩類の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比の時代別変化。黒竜江省地質産局(1993)より作成。破線は磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の境界線。

類が分布し、多数の化学分析値が報告されている(黒竜江省地質産局, 1993)。その $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ に基づく分類は下記のようにまとめられる。なお分析値数は岩体の拡がりを反映しているであろうから、調査岩体数と共に分析個数も記載しておく。

#### カレドニア期花崗岩類(岩体数27, 分析個数86)

この時期には捕獲岩を多く含む混成作用を伴う“混成花崗岩”が岩株、パソリス状に、下部カンブリア系～下中部オルドビス系に貫入する。その主体はモンゾ花崗岩であり、一部で花崗閃緑岩である。その $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比は0.21～0.60(岩体数7)、7岩体中6岩体が磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系の境界である0.5より低く、この混成岩が我が国の変成帯などで認められているのと同様に、還元的なチタン鉄鉱系で構成されていることがわかる。

混成花崗岩以外の一般岩石では花崗閃緑岩、一部閃緑岩質が最も量的に多く分布し、その $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比は0.37～0.67(11岩体, 分析数34)であり、磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の境界付近(NNOバッファ)の値を持っている(第6図)。

#### ヘルシニア期花崗岩類(岩体数19, 分析個数72)

これは早・中・晩の3時期に分けられ、早期と中期は花崗閃緑岩-花崗岩で $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比は0.51～5.3と0.53～2.0であり、共に磁鉄鉱系に属する。一方晩期のカリ長石花崗岩(Aタイプ?)は $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比が0.19～2.0と大きくばらつく。

#### インドシナ後期花崗岩類(岩体数51, 分析個数327)

1970年代の分類ではこの時代の花崗岩類が最も多いと判定されている。花崗閃緑岩(岩体数4, 分析数27)は $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0.25\sim0.78$ とNNO付近の値を持つ。モンゾ花崗岩(岩体数12, 分析数67)、閃長花崗岩(岩体数5, 分析数48)は $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0.53\sim1.69$ であり、酸化的であり、磁鉄鉱系に属する。

カリ長石花崗岩(岩体数21, 分析個数117, Aタイプ)は $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0.23\sim5.1$ 、0.5より低い値は21岩体中3岩体のみであり、著しく酸化的である。カリウム質花崗岩(岩体数9, 分析個数67, Aタイプ?)は $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0.39\sim2.7$ (第6図)、1岩体を除き同比0.5以上、著しく酸化的である。

#### 燕山期花崗岩類(岩体数15, 分析個数51)

この時期の花崗岩類は少量であるが、主に(15岩体中12岩体)花崗閃緑岩(+閃緑岩)である。その $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比は0.27～1.37、磁鉄鉱系(>0.5)が9岩体、チタン鉄鉱系が3岩体である。モンゾ花崗岩は2岩体が酸化的(1.0～3.5)で、1岩体が還元的(0.27)である。

#### 帯磁率測定

今回の学会の付属巡検では長春から南東に走って長白山火山に登り、そこから北方に韓民族が多く住む延辺朝鮮族自治州の主要都市である敦化市



写真15 ロシア風の建物を残す牡丹江。



写真16 肥沃な農作地帯と化した東北部の山間部、黒竜江省、牡丹江北方。

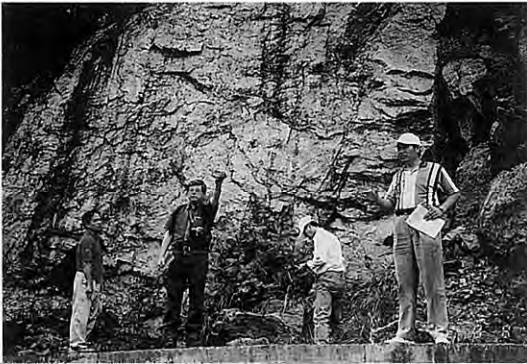


写真17 長春南東方、先カンブリア紀(25億年前)のチャーノカイト。磁性が強い。



写真18 楚山の採石場。ヘルシニア期のチタン鉄鉍系の花崗閃緑岩を採掘。

に泊まり、更に北北東に黒竜江省に入って牡丹江から鶏西市に至り、チャムス帯を見学し、長春に引き返すものであった。地形的には老年期地形で(写真16)露出は非常に悪いものと予想したが、最近の中国の経済情勢を反映してか建設工事が活発であり、石切場や採石場が多く見られ新鮮な花崗岩は各所で見られた。

その間見学した火成岩類の携帯用帯磁率計による測定結果は次の通りであった。

まず、先カンブリア紀(25億年)の年代を持つ老金廠(42°54' 17", 127°20' 27")のチャーノカイトは、

驚いたことに $37.8 \sim 70.4 \times 10^3 \text{SI}$ の著しく高い値を示した(写真17)。507MaのSHRIMP年代を持つ西鳥山の柘榴石含有両雲母花崗岩は $0.2 \times 10^3 \text{SI}$ 以下で非常に低く、またヘルシニア期の楚山の片状閃雲花崗閃緑岩も(写真18)苦鉄質包有物で $0.36 \times 10^3 \text{SI}$ 、主岩相は $1.8 \times 10^3 \text{SI}$ 以下であって、共にチタン鉄鉍系の値であった。

一方三疊紀-ジュラ紀花崗岩類については、東清岩体のチタン鉄鉍系花崗岩(写真19)と白石山の閃雲花崗岩( $196 \pm 4 \text{Ma}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.7048$ )は共に $0.11 \sim 0.17 \times 10^3 \text{SI}$ と低く、チタン鉄鉍系であっ



写真19 東清岩体のジュラ紀のチタン鉄鉱系両雲母花崗岩の採掘風景。

たが、天崗(43°53' 54", 126°55' 00", SHRIMP年代 175Ma,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.7053 \sim 0.7057$ )の黒雲母花崗岩は $10.2 \sim 29.2 \times 10^{-3}\text{SI}$ , 含まれる苦鉄質包有物は $41.2 \sim 48.8 \times 10^{-3}\text{SI}$ で、磁鉄鉱を多く含んでいた。その近傍の白亜紀(ジルコン年代129-123Ma)の閃緑岩類も $20.3 \sim 27.2 \times 10^{-3}\text{SI}$ の高い帯磁率を示した。石材加工製品についても(写真



写真20 天崗石材所の製品-1. 扇車山産のジュラ紀磁鉄鉱系黒雲母花崗岩を使う。

20-21) 岩系に関係なく用いられており、日本の石材がほとんどチタン鉄鉱系花崗岩類から採掘されている事実(Ishihara, 1992)と較べて様子を異にしている。

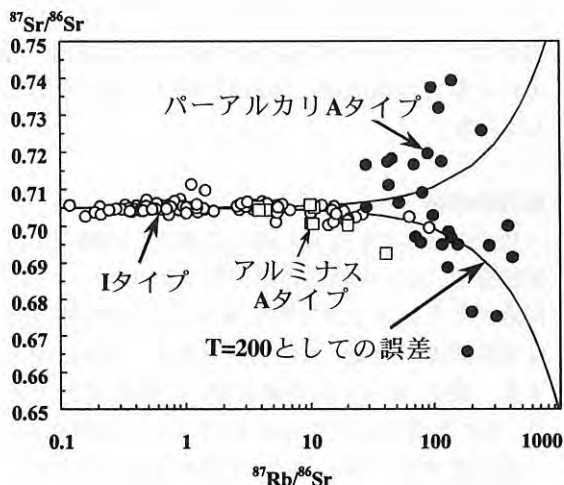
### 成因的考察

以上のように中国東北部の花崗岩類の酸化・還元状態は、古生代前期花崗岩類でNNOバッファー付近かそれ以下で還元的であり、古生代後期以降は磁鉄鉱系が増加し、酸化的となる。大量に産出する三疊紀-ジュラ紀花崗岩類は主に酸化的であり、その末期に産出するAタイプも多くが酸化的、一部が還元的である。Aタイプはオーストラリアのラクラン褶曲帯やフィンランドのラパキヴィ花崗岩では還元的であるが、中国東北部では酸化型Aタイプが卓越する特色を持つ。この様に古生代以降の主要花崗岩類が磁鉄鉱系に属することは、当時の沈み混むスラブが酸化的であり、深所で発生した初生的マグマが中上部地殻と反応しない展張場の環境で上昇・定置した結果と考えられる。

この点は同位体研究からも裏づけられている。東北部の花崗岩類は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値が低く( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ が低い高精度領域で $0.705 \pm 0.001$ )、正の $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 値(+4~0), 更に若い $T_{\text{DM}}$ モデル年代

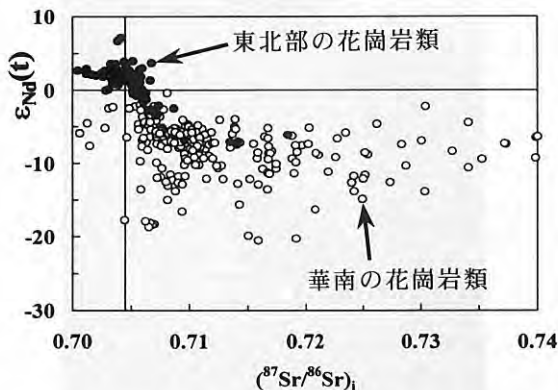


写真21 天崗石材所の製品-2. 中国風狛犬。



第7図 中国東北部における顕生代花崗岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値 (Wu *et al.*, 2002b).  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比が低い岩石の平均値は0.705である. 同比が高い花崗岩類の値は信頼性に欠けるが, 少なくとも超アルカリAタイプは高い初生値を持ち, 大陸地殻物質の関与が想定される.

1,500~1,300Maを持つ(第7図). 一方, リサイクル型の華南の花崗岩類(石原, 1982b)の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値は全て0.706以上で, 内陸部では0.720~0.796に達する(Hong *et al.*, 1998). かつ $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ は負の値を示し著しく相違している(第8図). 中生代火成岩類については一部でアダカイトが知られている. 従って北東部花崗岩類は海洋地殻やマントル物質を多く含む初生的性質を持つと言えるが, マグマが沈み込んだ海洋地殻起源であるか, 底付けされた苦鉄質物質であるかについては, まだ判



第8図 中国東部の顕生代花崗岩類のNd-Sr同位体比 (Wu *et al.*, 2002a). 中国東北部が初生的な, 華南の花崗岩類が著しく高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値を持つことに注目.



写真22 盤石市に近い大黒山モリブデン鉱床(石原, 1982b)の廃石場.

定がついていない.

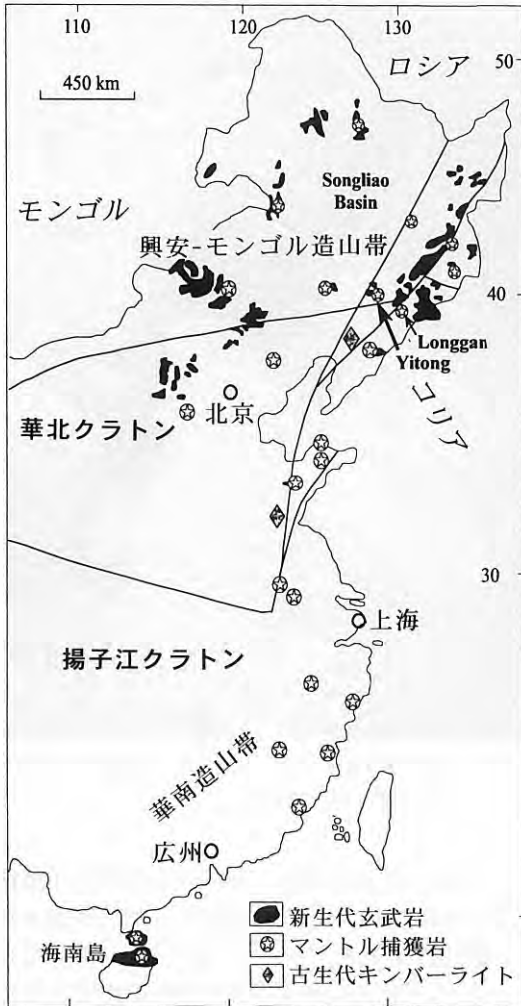
一方, 中生代花崗岩類も先カンブリア紀基盤で活動したものでは $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -8 \sim 0$ , TDM 1,500~2,000Maが得られており, 古い基盤がマグマ生成に関与している. Sr-Nd同位体モデリングによると, 基盤底に底付けされた顕生代苦鉄質岩と下部地殻との混合岩からマグマは発生した. すなわち負の $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 値は玄武岩質岩15~40%, 正の値を持つものは同60~85%と判断された. これら玄武岩質岩の多くは初生的にマントルから大陸地殻に付加されたものであるから, その再溶融マグマも初生的であったと言える. すなわち, 中生代花崗岩類の多くは初生的マグマの性格を持つ.

### 5. 新生代玄武岩類

東アジア大陸縁には新生代の玄武岩類が散在するが(第9図), 中国東北部で特に多く, 含まれるマントル起源包有物(ペリドタイト)と共に興味深い研



写真23 平原に目玉焼きのように現れる玄武岩円錐丘. 東小山にて.



第9図 中国東部の新生代玄武岩類とマントルゼノリスの分布 (Wu et al., 2002a).

究対象である。今回は玄武岩と共に同じく新生代の長白山(北朝鮮名は白頭山)のアルカリ岩も見学した(写真25-27)。新生代玄武岩類(口絵2頁目参照)は次の3時期に分けられる。

1. 白亜紀末-古第三紀アルカリ-亜アルカリ玄武岩類。
2. 新第三紀アルカリ玄武岩と少量のソレイト玄武岩。
3. 第四紀アルカリ玄武岩と付随するソレイト玄武岩。

ペリドタイト包有物はこの内新第三紀と第四紀アルカリ玄武岩類に多く含まれ、ソレイト溶岩や白亜紀-古第三紀玄武岩類には発見されていない。

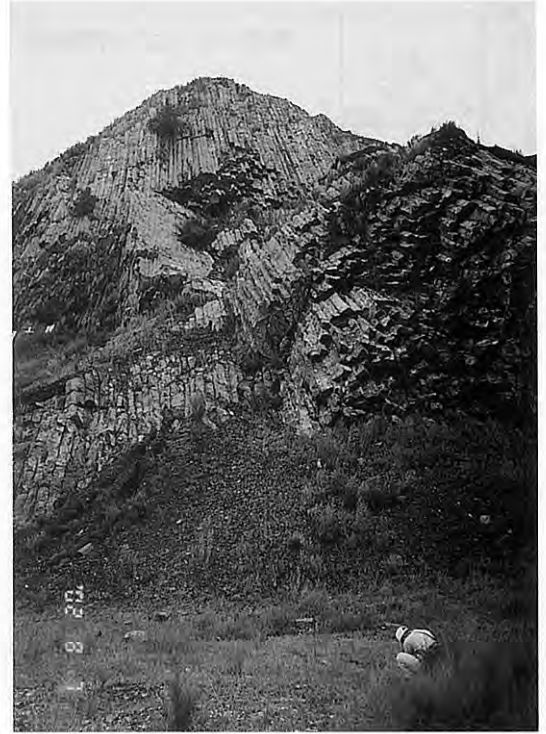
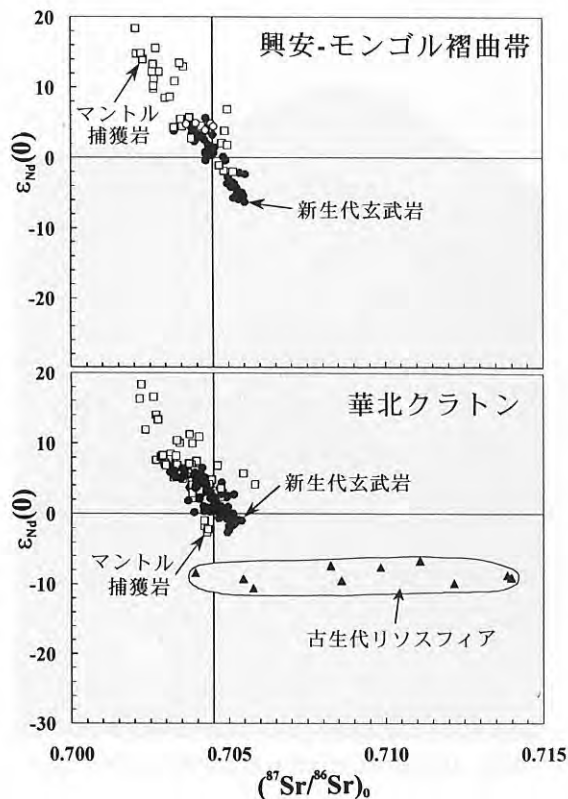


写真24 柱状節理の発達が見事な伊通の玄武岩円錐丘。

山東省にはダイヤモンドを含むキンバーライトが分布するが、これと比較して新生代ペリドタイトのかんらん石のFo値が低く、初生的な海洋リソスフィアマンタルの性格を示している。Sr-Nd同位体比でも新生代玄武岩類がマントルアレイに乗るのに対し、古生代初期キンバーライトはSr初生値が高く、当時のマントルが現在のように初生的なものではなく、交代作用を受けていたことを示す。新生代玄武岩類と含まれるペリドタイトは玄武岩よりNd初生値が高く、Sr初生値が低い(第10図)。



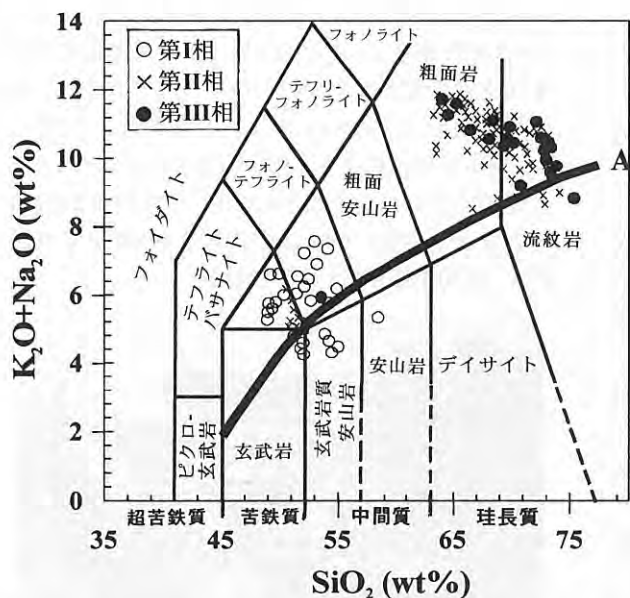
写真25 長白山への登山道路入口。有料。



第10図 中国東部の新生代玄武岩類とマントル捕獲岩類のNd-Sr同位体比(Wu et al., 2002a).



写真26 観光客が群がる長白山山頂. 危険防止の柵もなく自然のままである.



第11図 長白山火山岩類のLe Bas et al. (1986)に基づく分類(Wu et al., 2002a). アルカリに富む点に注目.

長白山は北朝鮮との国境に位置し(海拔2,749.2m),中国側では麓の二道白河鎮から舗装道路をタクシーで一気に登ることが出来る.この火山は新第三紀末期-第四紀玄武岩台地に更新世初期にまず苦鉄質アルカリ岩が,次いで更新世中-後期の粗面岩-流紋岩質アルカリ岩が間欠的に噴火した.噴出岩類はア



写真27 湧き出る温泉に足を暖める観光客. 長白瀑布下流.



写真28 吉林-黒竜江省に多い韓国料理店。濃い味付けがしてある中華料理と逆に、あっさりとお水炊き風に料理し、自由に調味料/香辛料を調合して食べる点が魅力。

ルカリに富み、シリカ含有量の高底で2群に分けられる(第11図)。

山頂にはカルデラ湖があり、<sup>テンチー</sup>天地と呼ばれる。これは噴火口が陥没したもので直径4kmである。反対側には北朝鮮の火山観測所が見えた(表紙と口絵1参照)。長白山の近年の活動は火山灰、火砕岩の噴出で特徴付けられる。B.C. 2155年のコーンの形成に始まり、A.D. 946-947年の噴火は特に大規模で我が国に2-5cmの降灰をもたらした。その後A.D. 1668-1702年、1903年に噴火している。

見学した新生代火山岩類の岩石帯磁率は、伊通(125°01', 43°22')のかんらん石玄武岩では0.8~2.2×10<sup>-3</sup>SIと低い、東小山(43°18' 09", 125°08' 02")の8-13Ma玄武岩は8.6~26.8×10<sup>-3</sup>SIと高い値を示し、磁鉄鉱含有量に差があることが解った。

一方竜崗火山のスコリアは6.2~8.8×10<sup>-3</sup>SIであった。その空隙率を考えるとこのスコリアは東小山溶岩と同様な性格を持つものと考えられる。スコリアに含まれるマントル捕獲岩塊は0.5×10<sup>-3</sup>SI前後で低く、これは我が国では北海道の幌満のペリドタイトと似た値であった。

謝辞：吉林大学のF-Y. Wu教授には現地案内のほか研究試料を見せていただくなど大変お世話になった。また産総研の中島 隆さんには粗稿を読まれ有益なコメントを寄せられた。両氏に感謝する。

#### 文 献

- Chappell, B. W. and White A. J.R. (1992) : I- and S- type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83, 1-26.
- Hong, D-W., Huang, H-Z., Xiao, Y-J., Xu, H-M. and Jin, M-Y. (1994) : The Permian alkaline granites in central Inner Mongolia and their geodynamic significance. *Acta Geologica Sinica*, 68, 219-230.
- Hong, D., Xie, X. and Zhang, J. (1998) : Isotope geochemistry of granitoids in South China and their metallogeny. *Resource Geol.*, 48, 251-263.
- 石原舜三(1980) : 熱烈歓迎~中国の旅~。地質ニュース no.307, 36-45.
- 石原舜三(1982a) : 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, 18-32.
- 石原舜三(1982b) : 中国の鉱物資源(3)-華南の花崗岩類-。地質ニュース no. 340, 30-45.
- 石原舜三(1983) : 中国の鉱物資源(4)-タングステン 鉱床-。地質ニュース no.346, 39-51.
- Ishihara, S. (1992) : Granitoid series vs. dimension stone mining in Japan. *Resource Geol. Spec. Issue*, no.16, 281-288.
- 吉林省地質産産局(1988) : 吉林省区域地質誌。中国地質産産部地質專報-区域地質。no.10号, 698p.
- 黒竜江省地質産産局(1993) : 黒竜江省区域地質誌。中国地質産産部地質專報-区域地質。no.33号 734p.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) : A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Petrol.*, 27, 745-750.
- Natal'in, B. A. and Şengör, A.M. C. (2002) : The Paleozoic and Mesozoic evolution of the Manchuride/Nipponide junction. In Wu, F-Y Wilde, S. A. and Jahn, B-M. edit. *Abstract and Excursion Guidebook, IGCP-420 Fourth Workshop Abstract*, 76-80.
- Şengör, A.M.C. (1979) : 古典的造山論。岩波講座 地球科学12, 変動する地球 III 1-34.
- Şengör, A.M.C. and Natal'in, B.A. (1996) : The tectonic evolution of Asia. *Cambridge Univ. Press*, 486-640.
- Wu, F-Y., Jahn, B-M., Wilde, S. A. and Sun, D-Y. (2000) : Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 328, 89-114.
- Wu F-Y., Wilde, S. A. and Jahn, B-M. (2002a) : Crustal evolution in northeastern China: Geology between the North China and the Jiamusi Massif. In Wu, F-Y Wilde, S. A. and Jahn, B-M. edit. *Abstract and Excursion Guidebook of IGCP-420 Fourth Workshop, Abstract*, 100p.
- Wu, F-Y., Sun, D-Y., Li, H-M., Jahn, B-M. and Wilde, S. A. (2002b) : A type granites in Northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chem. Geol.*, 187, 143-173.

ISHIHARA Shunso (2003) : Tectonic divisions of Northeast China and characteristics of the Phanerozoic granitoids.

<受付：2002年12月3日>