

第3章 地質調査

3-1 地質概要

3-1-1 パラナベーズンの地質概要

(1) パラナベーズンの概要

パラナベーズンは、南アメリカ大陸南東部に位置し、その分布は、ブラジル、ウルグアイ、アルゼンチン、そしてパラグアイに及ぶ (Fig.II-3-1-1)。パラナベーズンの総面積は約 160 万 km² で、ブラジルでは、Minas Gerais 州南部から Rio Grande do Sul 州まで南北方向に分布している (面積: 100 万 km²)。

パラナベーズンは、オルドビス紀後期に大陸内の堆積盆として形成した。その形態は、基盤構造を反映し、Brasiliano structure trend に調和的な NE-SW トレンドを示す。パラナベーズンの最深部は海面下約 5000 m に達し、古生代には海成の珪質堆積物 (平均層厚 2000 m) が、そして中生代には陸成堆積物が堆積した。Milani et al. (1998) は、古生代堆積作用は、NE-SW トレンドの大規模なリフトに支配されていると考えた。

古生代堆積岩類の上位には、厚さが最大約 1700 m に達する塩基性から酸性の火山岩類 (パラナ洪水玄武岩類及びエテンデカ洪水玄武岩類) が噴出・堆積している。塩基性岩は、斑レイ岩、粗粒玄武岩、及び玄武岩からなり、酸性岩は、デイサイトから流紋岩で構成される。

(2) アーチ状構造

パラナベーズン東端及び西端のベーズン境界部付近には、NW-SE 方向に延びるアーチ状の地形を呈する場所があり、パラナベーズンの主要な構造トレンドの NE-SW 軸を横切っている (Fig. II-3-1-2, Fig. II-3-1-4)。主要なアーチとして、Ponta Grossa Arch、Campo Grande Arch、そして Rio Grande Arch が知られている。このアーチ状の構造は、デボン紀からジュラ紀にかけて、構造運動により形成された (Fúlfaro et al., 1982)。例えば Ponta Grossa Arch は、幅 600km の規模を持ち、ベーズン内に位置しており、デボン紀からの堆積作用の影響を受けている。

アーチ状構造には、NW-SE 方向に整列した多数の塩基性岩脈が認められる。これらは、パラナベーズンの火山性フィーダーの一部と一致する。また、NW-SE トレンドの磁気異常を有する (例えば Ferreira et al., 1982: Guapiara, São Gerônimo and Rio Alonzo など)。

(3) パラナベーズンの形成及び発達史

パラナベーズンはクラトン上で形成された。衝突ベルトと Foreland basin に囲まれたパラナベーズンは、プレート内の弱線に沿った構造的圧力の開放による影響で、形成当初に強く沈降を加速している (Milani and Ramos, 1998)。ただし、ベーズン全体にわたる沈降の 50 % 以上は堆積岩と火山岩によるアイソスタティックな荷重である。例えば、Ponta Grossa Arch は上昇していないが、堆積作用が著しかったベーズン中央部に位置するアーチのヒンジゾーンは、アイソ

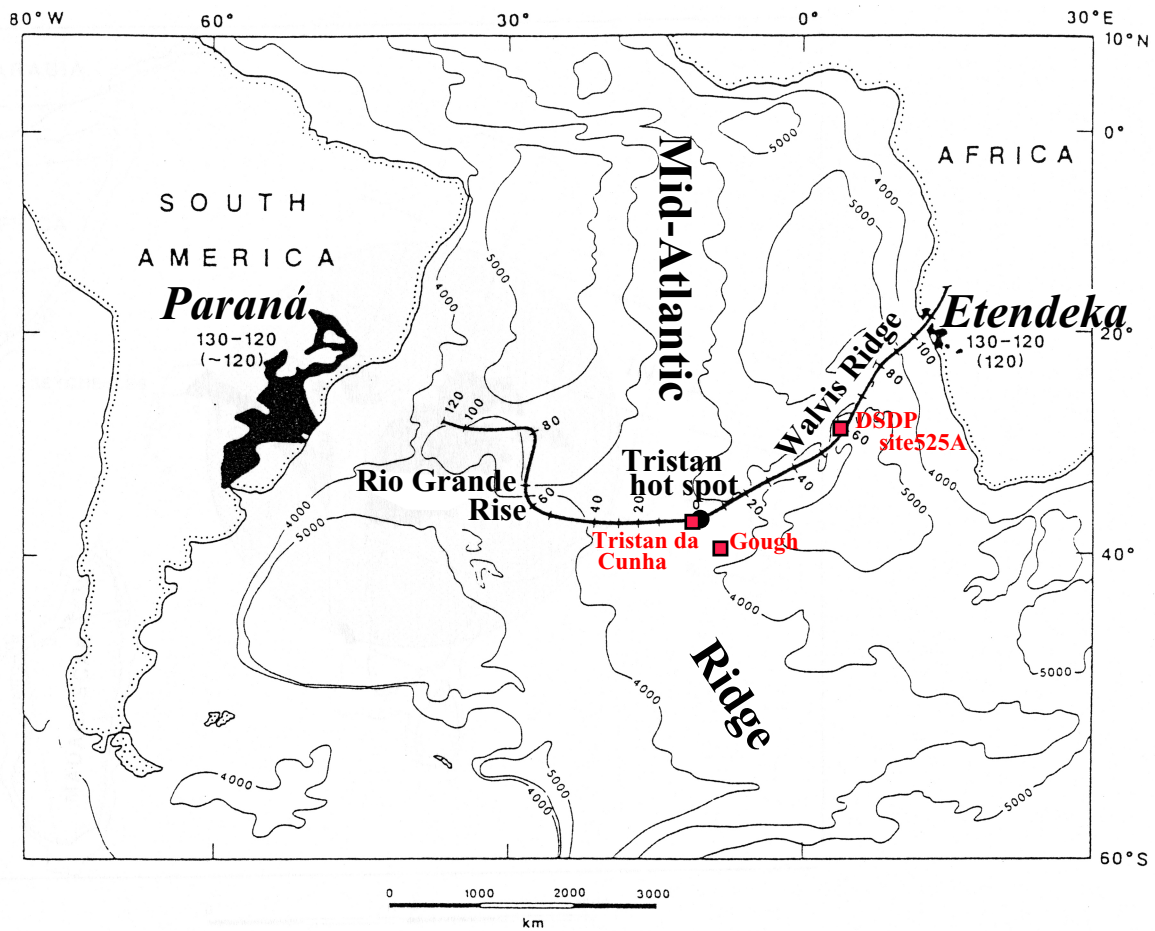
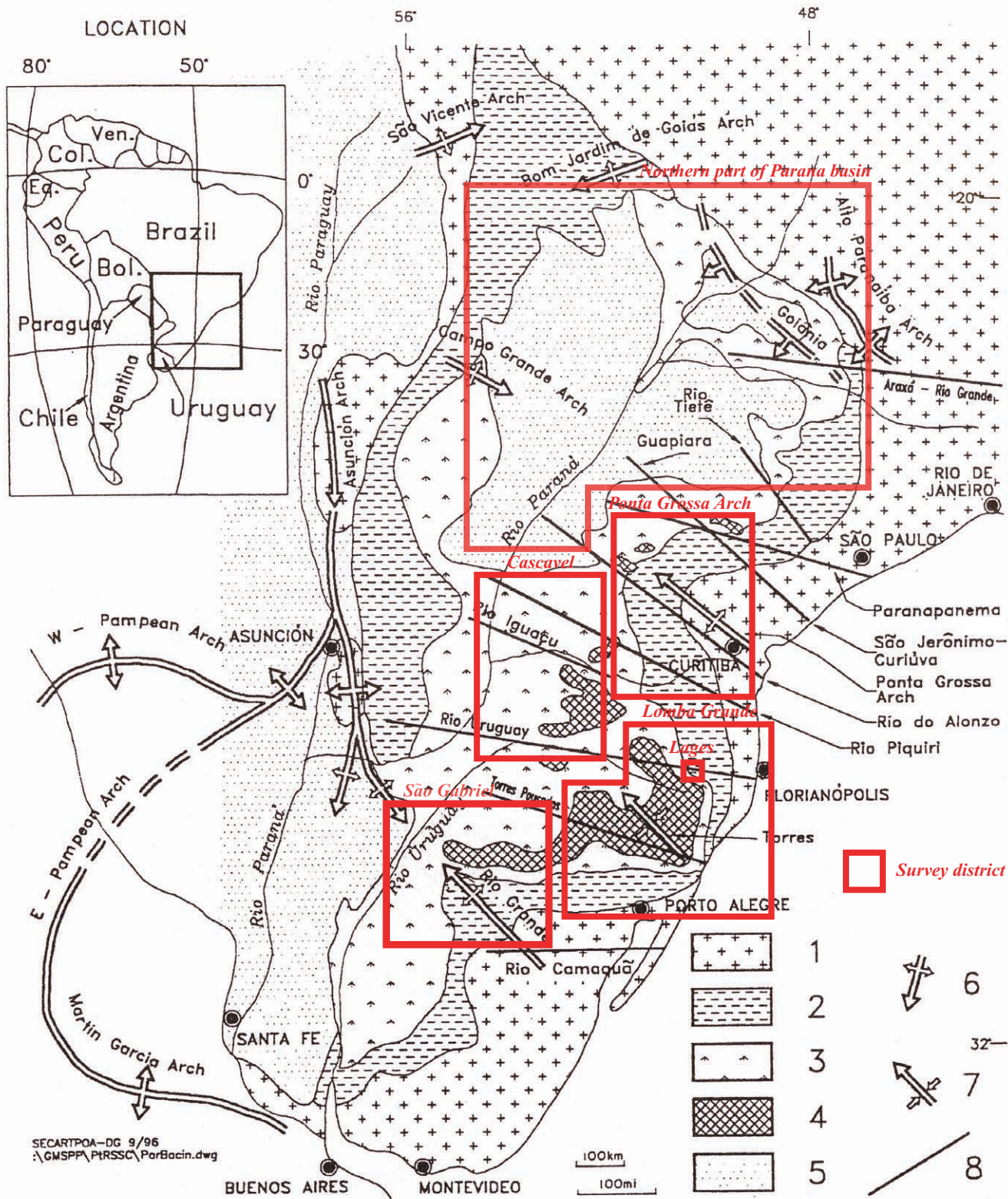


Fig. 16. Present configuration of the South Atlantic showing the thick volcanic ridges of the Rio Grande Rise and the Walvis Ridge produced above the mantle plume as the ocean opened. Hot-spot track is from *Duncan* [1984].

(from White and McKenzie, 1989)

Fig. II-3-1-1 Presence configuration around the Parana flood basalt (after White and McKenzie, 1989)



- Generalized geological sketch map of Paraná Basin (Melfi et al, 1988)

1. Pre-Devonian crystalline basement;
2. Pre-volcanic sediments (mainly Paleozoic);
3. Basic to intermediate flood volcanics (Serra Geral Formation: Lower Cretaceous);
4. Acid stratoid lava flows (Serra Geral Formation);
5. Post-volcanic sediments (mainly Upper Cretaceous);
6. Arch-type structure;
7. Syncline-type structure;
8. Tectonic and/or magnetic lineament.

Fig. II-3-1-2 Generalized geological sketch map of the Paraná basin (Melfi et al, 1988)

スタシーの影響で沈降している (Oliviera, 1989)。

パラナベズンの発達は、4つのステージからなる。初めの2ステージは、シンフォームベズンが沈降中に起こった2回の構造・堆積サイクルからなり、後の2ステージは、パラナベズンの上昇と膨大な量のソレイト質玄武岩溶岩 (パラナ・エテンデカ洪水玄武岩) の噴出、及びこれに関係した貫入岩からなる。パラナベズンの模式柱状図を Fig. II-3-1-3 に示す。

第1ステージは、デボン紀から石炭紀前期に起こり、Paraná 層群と呼ばれる厚い海成層を作った。Ponta Grossa Arch と Asuncion Arch はシルル紀後期とデボン紀前期に上昇を始め、堆積作用の過程に影響を及ぼした。このステージは造陸運動と断層運動によって終わり、パラナベズンの層序の明瞭な不連続を現す浸食作用をもたらした。

第2ステージは、激しくなった造陸運動を伴って石炭紀前期からペルム紀後期にかけて起こった。堆積作用の間も造陸運動は続き、Tubarão 層群中の Itararé 層に見られる様に、氷河気候のもとでの海成及び陸成堆積作用が行われた。

第3ステージは、全体的な隆起による浸食を伴い、古生代後期からジュラ紀にかけて起こった。このステージは、NW-SE 系のアーチ部が最も隆起した時期にあたる。このステージにおける陸成堆積作用は、河川堆積の性格を示す。例えば Pirambóia 層に見られるように比較的静かな環境で堆積作用が行われた。その後、南アメリカ大陸では次第に砂漠化が進行し、風成砂岩からなりベズンの全域に分布する Botucatu 層が形成されるようになった。

第4ステージは、マントルプリュームの活動による顕著な引張構造の発達とソレイト質火成作用を伴い、ジュラ紀後期から白亜紀前期にかけて起こった。マントルプリュームの活動により、パラナベズンはアンチフォーム構造に転換した。第3ステージから引き続き砂漠気候の進行は、古い玄武岩溶岩と頻繁に互層をなす Botucatu 砂岩層をもたらした。

このステージにおける構造運動は、700 m に及ぶ垂直運動を伴う最後のリフティングにより終了した。白亜紀中期には、砂漠気候から沖積・デルタの環境に移行し、風成砂岩及びクロスベットを伴う赤色砂岩からなる Caiuá 層が堆積した (Fulfaro and Barcelos, 1993)。パラナベズンの北部では、パラナ洪水玄武岩類は、主に風成砂岩からなる Caiurá 層によって被覆されている (Rocha-Campos et al., 1988)。従って、パラナ洪水玄武岩類の活動時は、開始から終了まで、ほぼ、砂漠気候であった。パラナ洪水玄武岩類の溶岩に柱状節理が認められことも、噴出時は砂漠気候であったことを示唆している。これは、溶岩噴出後の冷却の際に、雨水などが染みこまなかったためである (Long and Wood, 1986)。この様な産状は、類似の環境下で噴出した Columbia River 玄武岩と同様である。

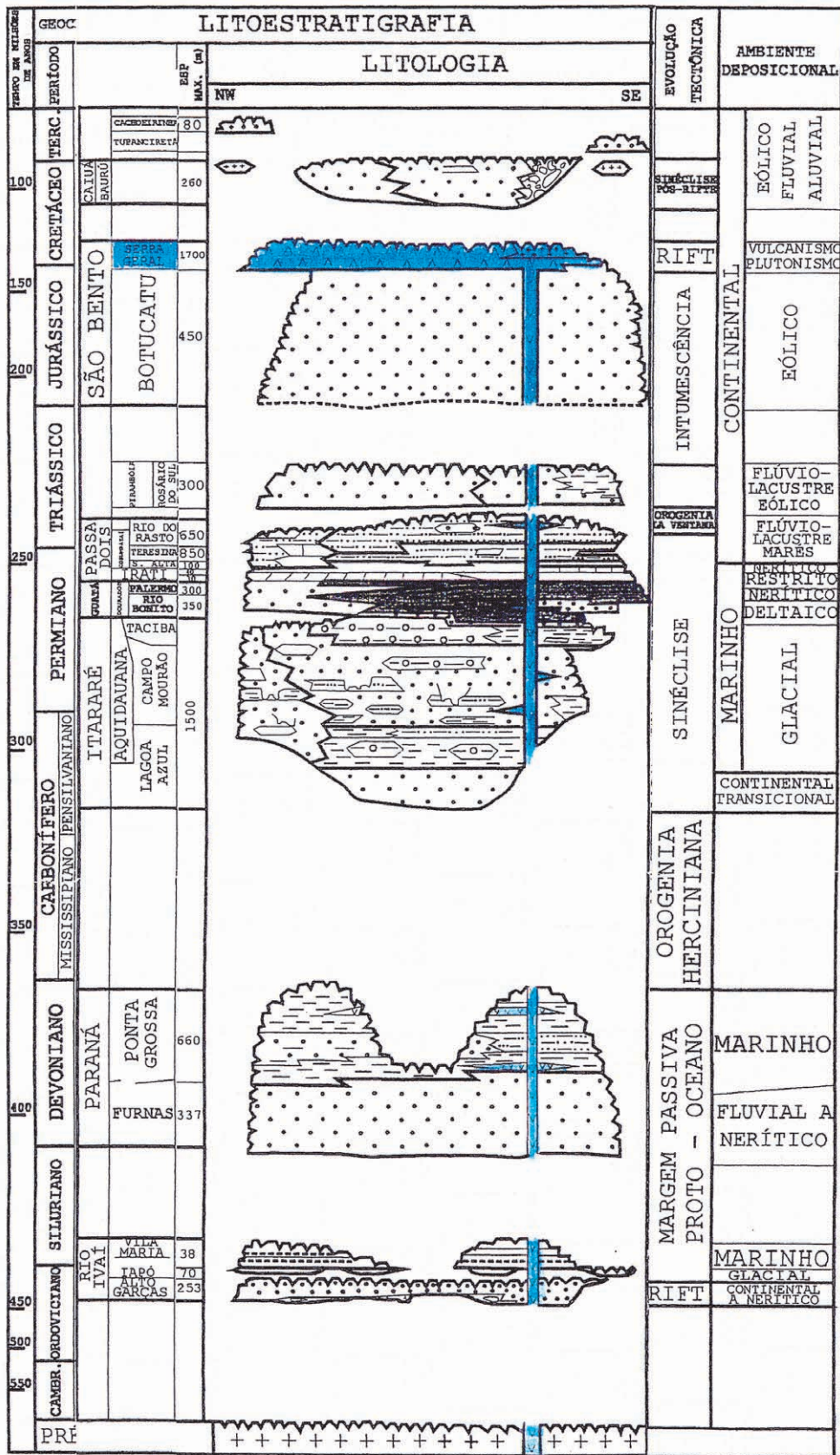


Fig. II-3-1-3 Sequence-stratigraphic chart for the Paraná basin (simplified from Milani et al., 1974)

3-1-2 パラナ洪水玄武岩類

(1) パラナ洪水玄武岩類の概要

南米大陸の南東部に分布するパラナ洪水玄武岩類は、白亜紀前期のゴンドワナ大陸の分裂及び南大西洋の拡大に伴う単一の火成作用により形成された大規模火成岩区 (Large Igneous Province) である。同一の火成岩区として、アフリカ大陸のナミビアにエテンデカ (Etendeka) 洪水玄武岩類が分布している (Erlank et al., 1984; Bellieni et al., 1984a)。

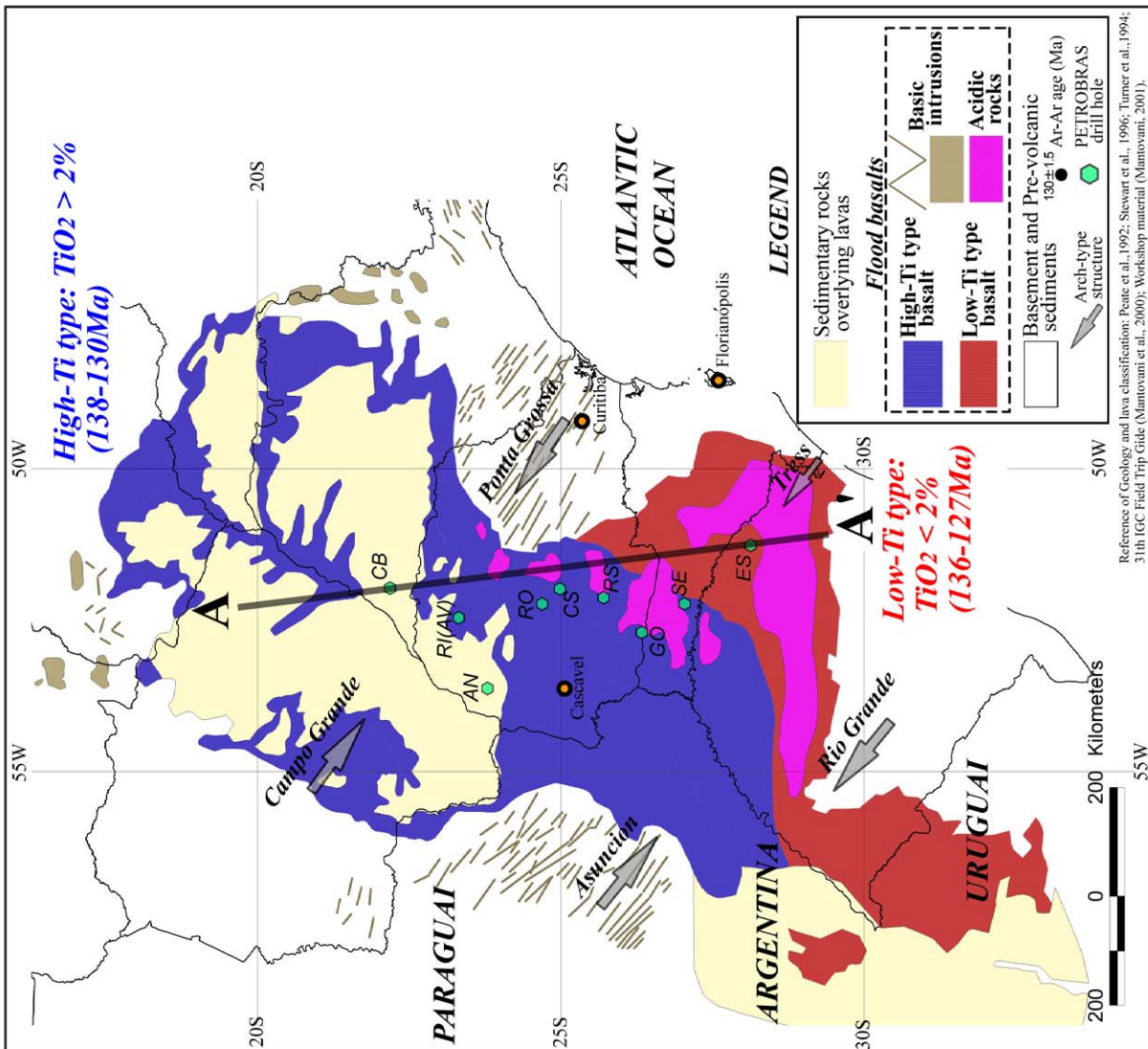
パラナ・エテンデカ洪水玄武岩類の形成には、Tristan マントルプリュームが関与したと考えられており (例えば、Morgan, 1981; White and McKenzie, 1989; Peate et al., 1990)、現在、Tristan ホットスポットは、パラナ洪水玄武岩とエテンデカ洪水玄武岩の間の大西洋中央海嶺付近に位置している。南米大陸とアフリカ大陸から Tristan ホットスポットにかけて大洋底に分布する Rio Grande Rise と Walvis Ridge は、Tristan ホットスポットの軌跡である (Fig.II-3-1-1)。現世の Tristan プリュームによる火成活動は、Tristan da Cunha 島と Gough 島で認められる (O'Connor and Duncan, 1990; Gallagher and Hawkesworth, 1994)。

パラナ洪水玄武岩類は、Gondwana III スーパーシーケンスの一部であり、Serra Geral Volcanism (Formation) と命名されている (Almeida, 1964; Zalán et al., 1988; Fig.II-3-1-3)。

パラナ及びエテンデカ洪水玄武岩類分布域は、地表調査及びボーリング調査により把握されている (Fig. II-3-1-4, II-3-1-5)。パラナ洪水玄武岩は、 $1.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ の分布面積を (Cordani and Vadoros, 1967)、エテンデカ洪水玄武岩は、 $0.8 \times 10^5 \text{ km}^2$ の分布面積を示す (Erlank et al., 1984)。削剥を受ける前のパラナ・エテンデカ洪水玄武岩面積は、 $2.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ と見積もられており、現在までに削剥された厚さは、最大 3 km と算定されている (Gallagher et al., 1994)。現在のパラナ洪水玄武岩溶岩の平均層厚は、0.7 km である (Leinz et al., 1968)。

溶岩の厚さは、全般的なパラナベーズンの構造を反映しており、溶岩が最も厚いのは、最もベーズンが深い北部である。ここでは、溶岩の厚さは 1 km を超え、中心に向かってさらに厚くなる。例えばサンパウロ州西部の Pontal of Paranapanema では、溶岩の厚さは 1,500 m を超える (PETROBRAS ボーリング 1-CB-2-SP 孔のデータから: Fig. II-3-1-4, II-3-1-5)。さらに、堆積岩中の貫入岩類まで計算に入れると 1,700 m を超える (Paulipetro, 1982; Zalán et al., 1987)。なお、このエリアのベーズンの堆積岩類は、層厚 6,500 m である。アフリカ大陸側のカウンターパートであるエテンデカ洪水玄武岩類溶岩の最大層厚は、900 m (Tafelberg field) で (Erlank et al., 1984)、パラナ洪水玄武岩類と比較すると、面積・層厚ともに、非常に小規模である。

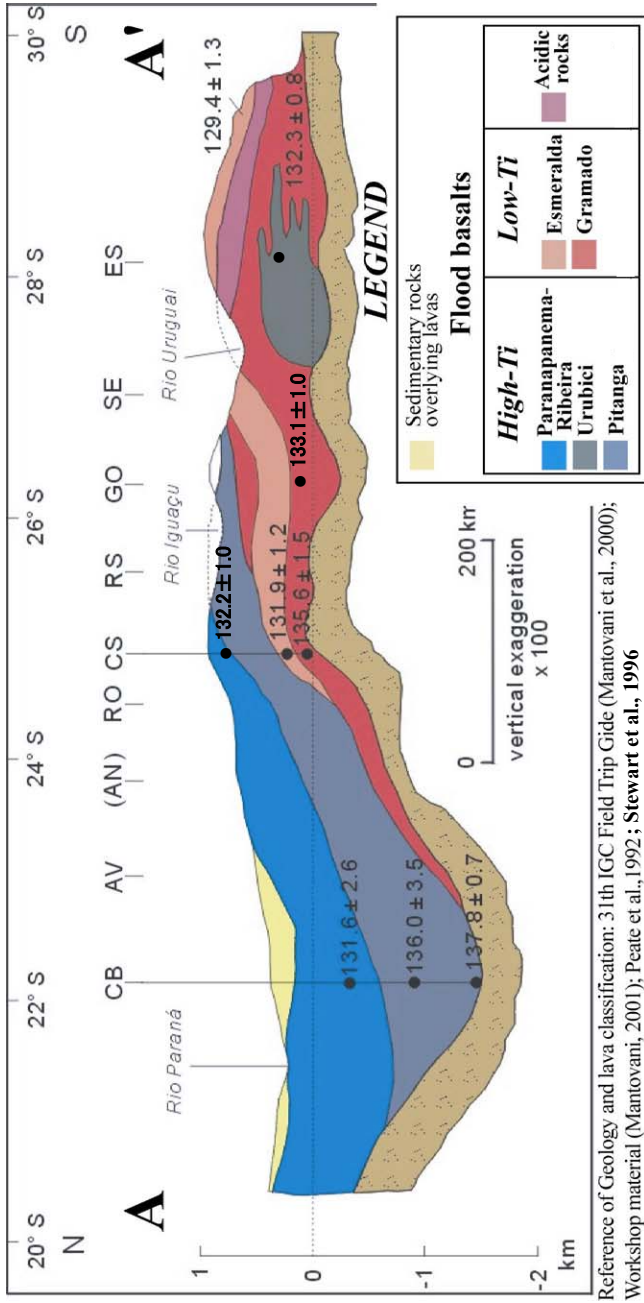
ブラジル近海のベーズン中にも洪水玄武岩のメンバーである溶岩が分布している (Chang et al., 1992)。リオデジャネイロの東方 200 km で行われたボーリングでは、層厚 600m の溶岩が 10^5 km^2 の広がりを持って確認されている。この溶岩は、MORB よりもパラナ洪水玄武岩の化学組成に近い (Mizusaki et al., 1992)。また、リオデジャネイロの北東 500 km、海岸から 150 km の範囲に位置する Espirito Santo ベーズンでも、パラナ洪水玄武岩類の化学組成に類似した玄武岩の報告がある (Fodor and Vetter, 1984)。



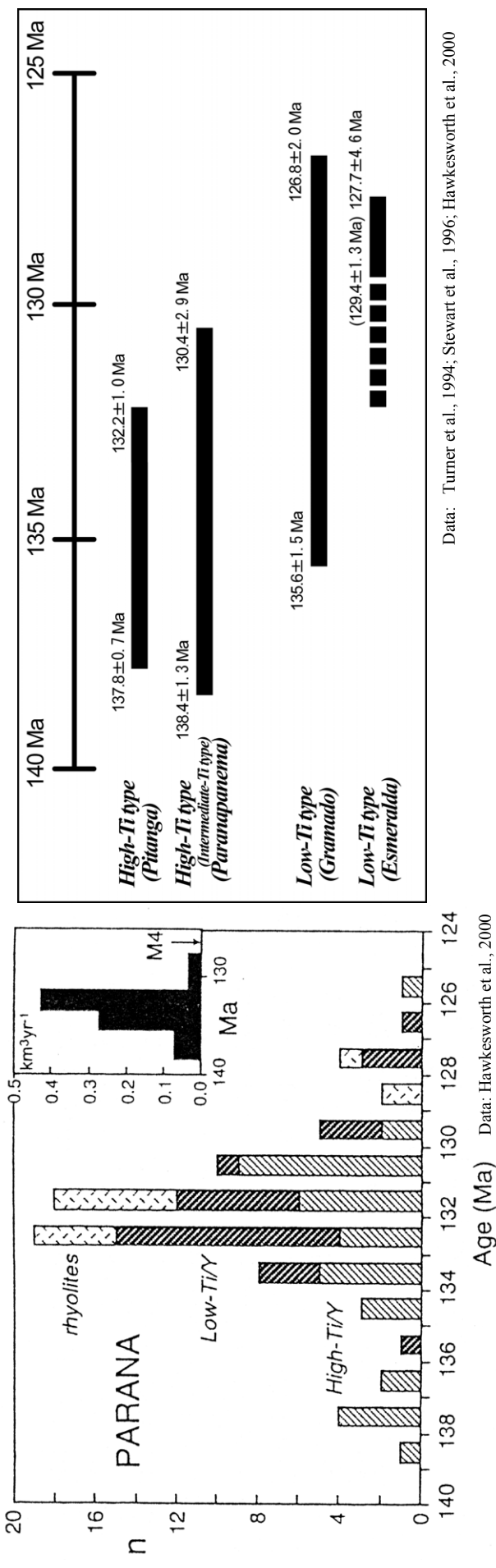
Lava	
Distribution	Paraná: 1,200,000 km ² ; Etendeka: 80,000 km ²
Thickness	Paraná: Max 1,700 m (northern part of Paraná basin), ave 660 m; Etendeka: max 900 m
Rock types	tholeiitic basalt and basaltic andesite (90 vol%), alkalic basalt+acidic rocks (10 vol%)
Phenocrysts	CPX, plagioclase, olivine (rare), OPX (rare)
Microscopic texture	Aphyric
Magma types	high-Ti type ($TiO_2 > 2$ wt%) and low-Ti type ($TiO_2 < 2$ wt%); subdivided into 6 magma types
Duration time of volcanism	138-127 Ma (Duration time: 10-15 Ma; peak: 134-129 Ma)
Melt generation rate	high-Ti type: max 0.15 km ³ /yr; low-Ti type: max 0.4 km ³ /yr

Intrusion (dyke and sill)	
Trend of direction	NW-SE trend (Ponta Grossa, Uruguai), N-S trend (coast-parallel)
Extension	dyke: max 200 km (Ponta Grossa); sill: max 120 km ²
Thickness	dyke: max 600 m (Ponta Grossa); sill: max 100 m
Rock types	tholeiitic dolerite and gabbro, picritic gabbro (Lomba Grande district: very small volume)
Duration time of generation	NW-SE trend dyke and sill: 137-130 Ma; coast-parallel dykes: 133-129 Ma

Fig. II-3-1-4 Overview of the Paraná flood basalts



Reference of Geology and lava classification: 31th IGC Field Trip Guide (Mantovani et al., 2000); Workshop material (Mantovani, 2001); Peate et al., 1992; Stewart et al., 1996



Data: Turner et al., 1994; Stewart et al., 1996; Hawkesworth et al., 2000

Data: Hawkesworth et al., 2000

Fig. II-3-1-5 Duration time of activity and eruption rate for the Paraná flood basalts

(2) パラナ洪水玄武岩の火成作用の特徴

パラナ洪水玄武岩類は、ソレイト質玄武岩・安山岩が全体の約 90 %を占める (Fig.II-3-1-4)。さらにパラナ及びエテンデカ洪水玄武岩類には、明瞭なバイモーダル火成活動があり、 SiO_2 : 60~64 wt%のギャップを境に玄武岩と酸性岩 (デイサイト~流紋岩) に大別されている (Fig.II-3-1-6 (a))。酸性岩は、パラナ洪水玄武岩溶岩全体の約 4 %を占め、層厚は、最大 400 m である。

パラナ洪水玄武岩類の岩石タイプは、塩基性岩が、斑レイ岩・アルカリ玄武岩・ソレイト質玄武岩・安山岩質玄武岩・安山岩で、酸性岩は、デイサイト・ハワイイト質流紋岩である。

パラナ洪水玄武岩類溶岩の主要元素の特徴は、海洋域の玄武岩とは異なるソースを示す。パラナ洪水玄武岩は、非常に広い範囲で起こった火成活動で形成されたため、異なるマントル・ソースの関与が考えられている。

玄武岩溶岩は、 TiO_2 含有量によって高 Ti タイプ (Pitanga, Paranapanema, Urubici) と低 Ti タイプ (Ribeira, Gramado, Esmeralda) に大別されており、Urubici 溶岩を除き、パラナベーズン北部には高 Ti タイプ溶岩が分布し、中央~南東部にかけて低 Ti タイプ溶岩が分布する (Fig.II-3-1-4)。両タイプの溶岩とも、低い MgO 含有量 (3~7 wt%) を示し、結晶分化作用による影響が大きい。また、低 Ti タイプ溶岩は、地殻物質の混染の影響を強く受けている。

酸性岩も玄武岩と同様に、 TiO_2 含有量によって大別できる。酸性岩の分布はパラナ洪水玄武岩の縁辺部に限られるが、玄武岩の分布と密接に関連しており、高 Ti タイプの酸性岩はベーズンの北側に、低 Ti タイプの酸性岩はベーズンの南側に分布する。

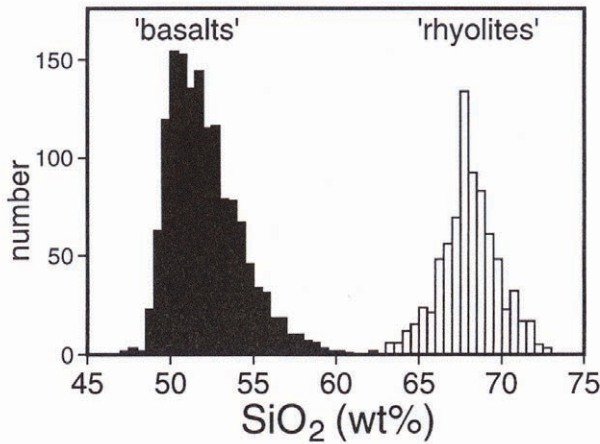
(3) 貫入岩類 (シル)

パラナ洪水玄武岩の活動に関連した貫入岩体の分布を Fig.II-3-1-7 に示す。

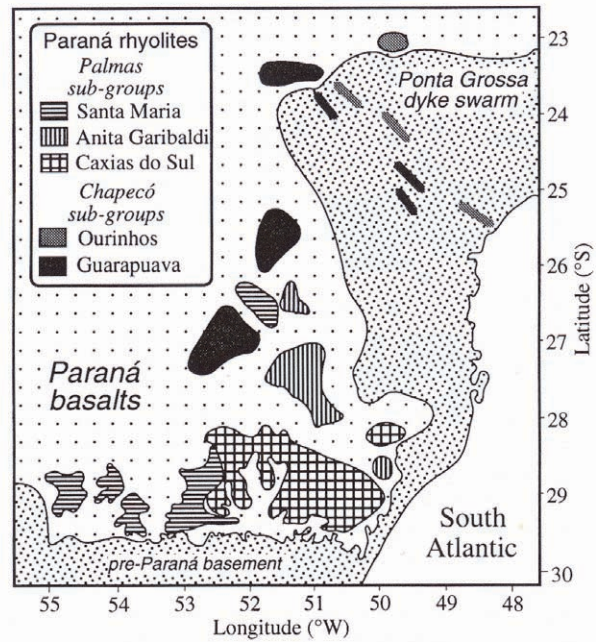
PETROBRAS の実施したボーリングでは、パラナ洪水玄武岩の活動に伴う厚さ 200m に達する各種のシルが、洪水玄武岩直下の古生代の堆積岩類 (特に Irati 層と Itarare 層群) 中で、捕捉されている (Zalan et al., 1986; Piccirillo, 1988)。特に規模の大きいシルは、厚い溶岩が分布するパラナベーズン北側中心部に認められる (Fig.II-3-1-7)。また、サンパウロの北西には、比較的規模の大きなシルの露頭が知られている。同様に、シルは、パラナ洪水玄武岩中にも確認されている (Melfi and Girargi, 1983; Marini et al., 1967; Davino et al., 1982)。これらのシルの厚さは、2~200 m で、お互いに切って貫入している (例えば、Piracicaba-Limeira シルなど)。パラナベーズン北部に分布するすべてのシルの厚さを合計すると、1000 m を超えると算定されている (Bellieni et al., 1984b)。

その他に、パラナ洪水玄武岩類分布域の東外縁の古生層中には、CPRM の石炭探鉱ボーリングにより、多数のシルが捕捉されている。

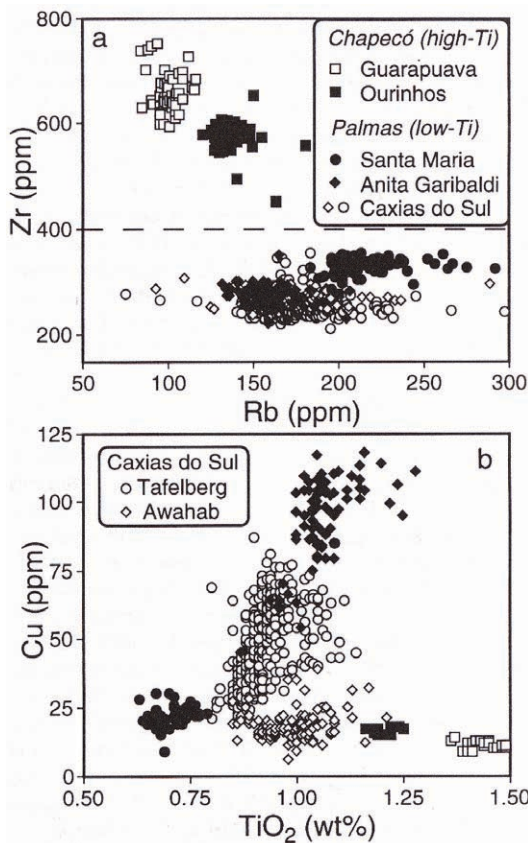
シルは、ほとんどがソレイト系列の粗粒玄武岩~斑レイ岩で、溶岩の化学組成と類似している (Regelous, 1993)。Peate et al. (1990)は、シルの化学組成がシルの近傍に分布する溶岩の化学組成と類似することを指摘している。



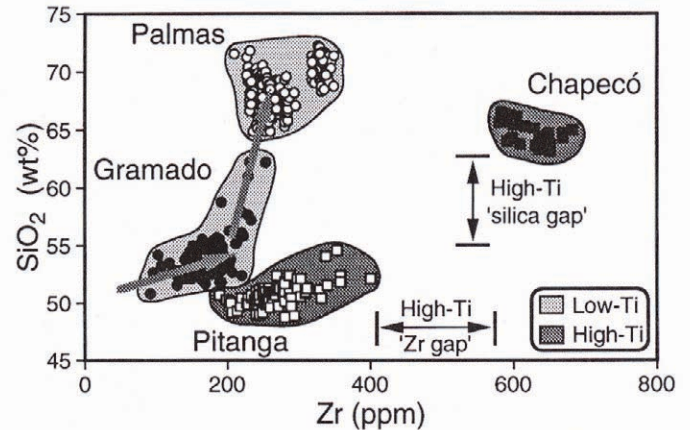
(a) SiO_2 histogram illustrating the bimodal composition of the Paraná-Etendeka lavas. The silica gap between 61 and 63 wt% forms a natural division into 'basalts' (black shading) and 'rhyolites' (white shading). The histogram distribution does not reflect the relative erupted volumes of basalt and rhyolite magma due to the bias of sampling towards the coastal margins where rhyolites are more common. Terminology for the silicic rocks is complicated because their compositions straddle the boundaries of several fields on many classification diagrams. As a simplification, *Erlank et al.* [1984] used the term 'quartz latites' for all the Etendeka silicic rocks, whereas *Bellini et al.* [1986] preferred the term 'rhyolite' to encompass all the compositions of the Paraná silicic rocks.



(b) Distribution of rhyolite subgroups within the Paraná province [Peate et al., 1992; Garland et al., 1995].



(c) (a) Rb vs. Zr: 400 ppm Zr discriminates between high-Ti Chapecó and low-Ti Palmas rhyolite types, and the Chapecó subgroups are resolved by different Rb/Zr (Ourinhos >0.2; Guarapuava <0.2), (b) TiO_2 vs. Cu, illustrating compositional differences between the low-Ti rhyolite subgroups. The Caxias do Sul subgroup is divided into the Tafelberg and Awahab magma systems which lie, respectively, above and below an erosional disconformity in the field [Milner et al., 1995b]. Data from *Hawkesworth et al.* [1988], *Peate* [1990], *Mantovani and Hawkesworth* [1990], *Whittingham* [1991], *Garland et al.* [1995], and S.C. Milner and A.R. Duncan (unpubl. data).



(d) Zr vs. SiO_2 diagram highlighting the different petrogenetic origins of the high- and low-Ti rhyolites. Data sources as in Figure 16.

Fig. II-3-1-6 Characteristics of the acidic rocks concerned with the Parana flood basalts

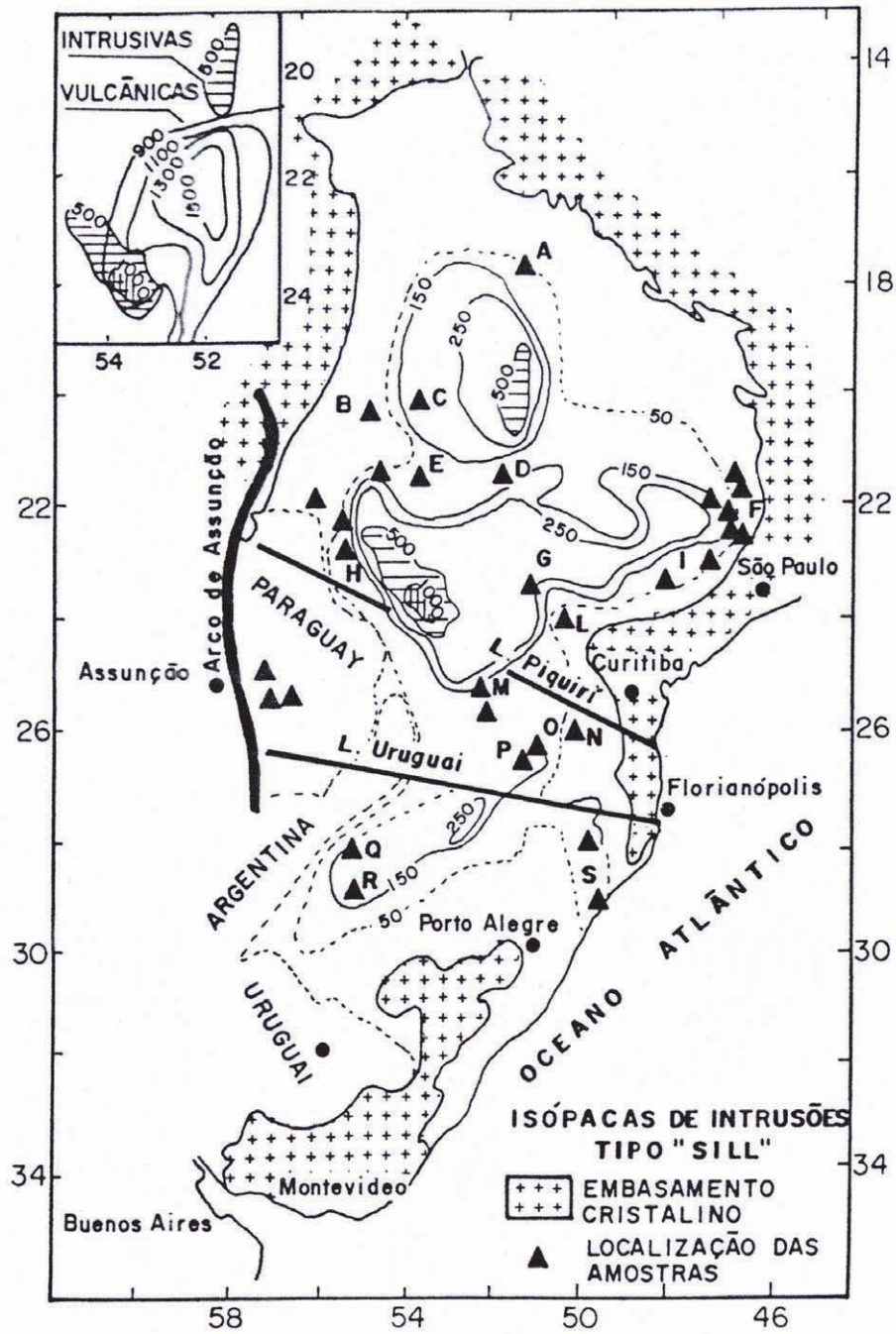


Fig. II-3-1-7 Isopachs of combined sill thicknesses with Paraná basin sediments (Bellieni et al, 1984)

例外として、Lomba Grande 地区南部で、ピクライト質斑レイ岩のシルが確認されている。

(4) 貫入岩類 (岩脈)

① Ponta Grossa 岩脈群

Ponta Grossa Arch には、NW-SE 走向の岩脈群が先カンブリア紀の基盤とパラナベーゼンの堆積岩中に分布している (Fig.II-3-1-4)。希に溶岩に貫入する岩脈も認められる (Piccirillo et al., 1990)。岩脈の幅は数メートルから 500 m にわたり、延長は、数 km 以上に達するものがある。アフリカ大陸の Angola 南部には、Ponta Grossa 岩脈群の延長部があり、大陸分裂前に活動したことを示している (Piccirillo et al., 1990)。これらの岩脈群は、大部分が粗粒玄武岩からなり、Paranapanema 溶岩と同様の化学組成を持っており、一部の岩脈は、Pitanga 溶岩と同様の化学組成を示す。

Piccirillo et al. (1990)は、Ponta Grossa Arch の岩脈群は、溶岩が噴出した際のフィーダーであると提案している。また、Turner et al. (1994)や Renne et al. (1996)は、岩脈の年代測定を行い、近傍の溶岩と類似した ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代が得られたため、Ponta Grossa Arch の岩脈群はパラナベゼン北部の溶岩のフィーダーであると結論づけた。

② サンパウロからリオデジャネイロの海岸線と平行に分布する岩脈群

多数の NE-SW 系の岩脈が、サンパウロからリオデジャネイロの海岸付近に分布する先カンブリア紀の基盤中に貫入している (Fig.II-3-1-4)。その化学組成は、高 Ti タイプである ($\text{Ti}/\text{Y}>310$; Comin-Chiaramonti et al., 1983)。

岩脈は2つのマグマタイプに分けられており、Paraiba (SiO_2 : 50~53 wt%, TiO_2 : 3.2~4.1 wt%) と Ubatuba (SiO_2 : 54~58 wt%, TiO_2 : 2.2~2.6 wt%) タイプである。両者の関係は単純な生成プロセスで説明することができないため、異なったマグマ活動だと考えられている (Hawkesworth et al., 1992)。また、Regelous et al. (1993)は、どちらの岩脈についても、パラナ洪水玄武岩の活動との関連を説明出来ないとしている。 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法年代測定では、133~129 Ma の年代値が得られており、Ponta Grossa や北部のパラナ洪水玄武岩の形成年代と重複する (Turner et al., 1994)。しかしながら、近年、より新しい年代値が得られており (125~120 Ma; Peate, 1996)、結論が出ていない。

(5) その他の貫入岩類

空中磁気探査によって NW-SE 系の岩脈がパラグアイ東部からパラナ洪水玄武岩西部にかけて確認されている (Druecker and Gay, 1987; Fig. II-3-1-4)。これらの岩脈群の化学組成は、Pitanga もしくは Paranapanema 溶岩と類似している。1つの岩脈試料から ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代として 137 Ma が得られている。この年代値は、パラナ洪水玄武岩西部に分布する溶岩から得られた年代値に近い。

パラナベゼン南部では、パラナ洪水玄武岩に関連した貫入岩の分布は少ない。確認されている岩脈及びシルは、Serra Geral の洪水玄武岩溶岩の崖もしくは、海岸沿いに分布しており、

海岸線に平行な走向を示す。岩脈及びシルの化学組成は、Gramado 及び Urubici タイプであるが、海岸近くの貫入岩は、Urubici 溶岩と類似の化学組成を示す (Peate, 1996)。

また、Serra Geral の玄武岩溶岩の崖には、多数のシルが溶岩に貫入している場所がある。その近傍には、幅 100 m の岩脈がベースンの堆積岩に貫入している。これらの貫入岩は、すべて Esmeralda タイプの組成を示す (ϵ Ndi: $\sim +0.5$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: ~ 0.7059 ; Ce/Sm_N: ~ 1.3 ; Peate and Hawkesworth, 1996)。

(6) アルカリ岩の活動

パラナ洪水玄武岩類の活動と同時期のマグマ活動として、パラナベースンの縁辺部にはアルカリ岩の活動が存在する (Fig.II-3-1-8)。アルカリ岩の化学組成は広範囲に及び、アルカリ斑レイ岩、フォノライト、アルカリ閃長岩、アルカリ花崗岩が認められる (Milner et al., 1995)。特に Ponta Grossa には、比較的規模の大きなアルカリ複合岩体が分布する。

^{40}Ar - ^{39}Ar 年代測定によるアルカリ岩類の火成活動の年代は、サンパウロ西方の Jacupiranga carbonatite が 132 Ma (Renne et al., 1993) である。他のアルカリ複合岩体では、パラグアイ東部の試料から、127 Ma (Renne et al., 1993)、ブラジル南東部の Anitapolis 付近の試料から 131 Ma (Renne et al., 1993)、そして、ウルグアイ南東部の Mariscal 付近の試料から 133 Ma (Stewart et al., 1996) が得られている。

エテンデカ洪水玄武岩では、アルカリ岩の活動は比較的長く、Messum で 132~127 Ma、Okenyanya で 129~123 Ma である (Milner et al., 1995a; Renne et al., 1996: いずれも ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代)。これは、エテンデカ洪水玄武岩の活動前にアルカリ岩の活動があったことを示している。

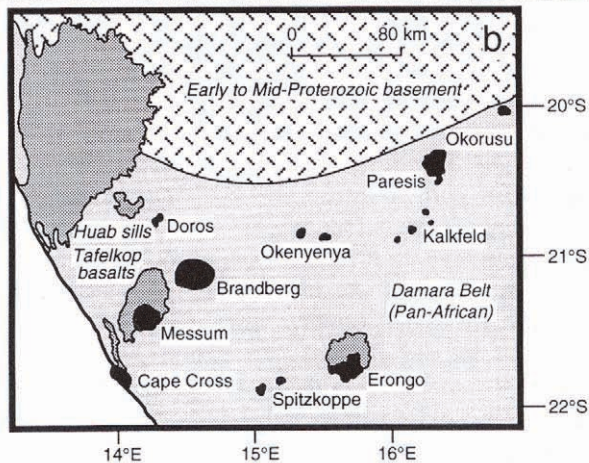
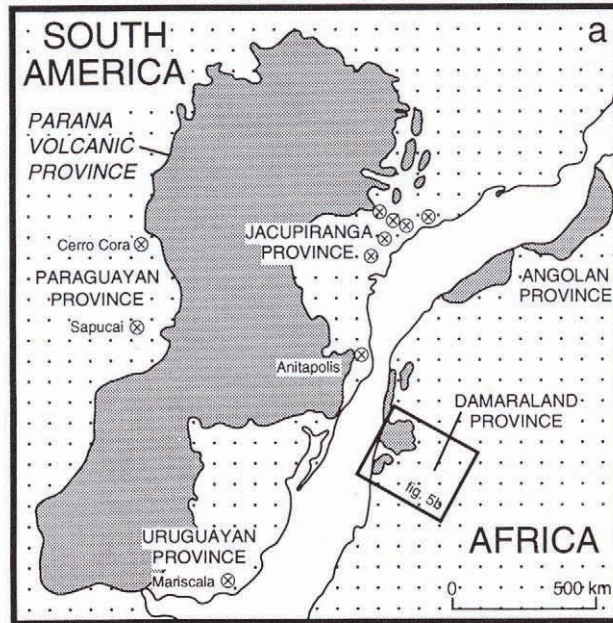
Milner et al. (1995a)は、アルカリ岩の活動は、洪水玄武岩の活動と同時期であると考えており、Deccan や Siberian Trap にも同様の関係が認められると指摘している。

(7) パラナ洪水玄武岩中の鉱微・地化学異常

現在のところ、パラナ洪水玄武岩に関連した金属鉱床や鉱微地の報告は無い。ただし、微弱な鉱微として、溶岩、シル及び岩脈には、気孔や割目を充填する自然銅もしくは、硫化物 (黄鉄鉱) を伴う記載がある。また、MINEROPAR がパラナ州で実施した沢砂地化学探査により、Paraná 州南西部のパラナ洪水玄武岩分布域において、Cu, Ni, Cr, Pt, Pd などの地化学異常が抽出されている。

(8) パラナ洪水玄武岩の形成年代・活動期間・噴出レート

Renne, et al. (1992)は、ブラジル南部のパラナ洪水玄武岩溶岩について、 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法年代測定を実施した結果、火成作用は 133 ± 1 Ma に始まり、1 m.y.以内に終了したと結論づけた。また、得られた年代値を基に、噴出レートを $<1.5 \text{ km}^3$ と算定した。これは、Deccan 洪水玄武岩とほぼ同じ噴出レートである。その後、Renne et al. (1996)は、Ponta Grossa Arch に分布する岩脈試料 (粗粒玄武岩) から、 $131.4 \pm 0.4 \text{ Ma} \sim 129.2 \pm 0.4 \text{ Ma}$ の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代を得た。また、少数の試料から、約 120 Ma の年代値を得た。これにより、火成活動のピークを、約 3 m.y.と修正した。



(a) Location of alkalic magmatism (circles with crosses) contemporaneous with the Paraná-Etendeka flood volcanism (dark grey shading); (b) detailed map of the Damaraland complexes (black shading) in relation to the Etendeka lava field (dark grey shading) and basement rocks (Early to Mid-Proterozoic; speckled shading; Pan-African; light grey shading) [from Milner *et al.*, 1995a].

Fig. II-3-1-8 Activity of alkalic magmatism contemporaneous with the Parana flood basalts (Peate, 1997)

対して、Turner et al. (1994)は、 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法年代測定によりパラナ洪水玄武岩の活動期間は、137 Ma~127 Ma (10 m.y.) で、その噴出レートは、 $<0.1 \text{ km}^3$ と算出した。

Stewart et al. (1996)は、溶岩の噴出レートが、時間とともに増加することを示唆した。噴出量が少ない時期は 138~133 Ma で、主要な噴出時期は 133~129 Ma である。従って、パラナ洪水玄武岩全体の活動期間を 10 Ma 以内とした。

Milner et al. (1995b)は、パラナ洪水玄武岩南部の流紋岩の溶岩ユニットを用いて、135~130 Ma の間に少なくとも 10 の異なる地磁極の逆転があったことを明らかにした。磁極が逆転する期間は、平均 0.24 m.y. である。この結果から 1 km の厚さの溶岩が噴出するのに必要な期間は、2.4 m.y. と算定した。 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代値から 1 km の厚さの溶岩が噴出するのに必要な期間を計算すると、 $<1 \text{ m.y.}$ (Renne et al., 1996) 、 $\leq 3 \text{ m.y.}$ (Stewart et al., 1996) となる。

現在のところ結論として、パラナ洪水玄武岩活動初期のリフト形成による大陸内火成活動の年代は 138~135 Ma である (Turner et al., 1994; Stewart et al., 1996) 。そして、主要な火成活動期間は Gondwana 大陸の北方への分裂に伴って起こり、134~129 Ma である (Turner et al., 1994; Stewart et al., 1996) 。これらの年代値から推定される噴出量のピーク年代は、135~132 Ma 頃と考えられている。

また、現在の地表に残る最も新しい火成活動として、海岸沿いに見られる岩脈の形成は、128~120 Ma に起こったとされる (Turner et al., 1992; Renne et al., 1996; Stewart et al., 1996) 。

(9) ゴンドワナ大陸分裂時のリフト形成とパラナ洪水玄武岩の火成活動の関係

① 南大西洋の拡大とリフト形成の経緯

Austin and Uchupi (1982)は、南大西洋において海洋底の拡大が始まった年代は、明らかに北方に向かって新しくなると考えた。南大西洋の中で最も古い海洋底は、アフリカ南部の海岸、ケープタウンの近傍に位置しており、磁気異常から 137 Ma もしくは 130 Ma の年代値が得られている。対して、パラナ・エテンデカ洪水玄武岩類の分布する緯度付近の海洋底の磁気異常から算定された年代は、127 Ma 以下である (Renne et al., 1992 のリファレンスから) 。

その他に、Light et al. (1992)は、アルゼンチン南部におけるリフティングの開始が 220~200 Ma で、アルゼンチン北部におけるリフティングの開始が 170 Ma 未満であることを報告している。また、Chang et al. (1992)は、ブラジルの縁辺における大洋底拡大の開始は、140 Ma 未満であることを示した。

これらの研究結果は、リフトの形成と南大西洋の拡大は、南方から始まったことを示している。

② Tristan プリュームの位置とパラナ洪水玄武岩の火成活動の関係

O'Connor and Duncan (1990)は、パラナ洪水玄武岩溶岩の分布は、パラナ洪水玄武岩活動時の Tristan プリュームの位置と関係があると主張し、130 Ma 頃の Tristan プリュームは、現在のパラナ洪水玄武岩分布域の下方に位置していたと推定した。同様に、Tompson and Gibson (1991)は、プリュームとリソスフェア下底部の位置関係が、洪水玄武岩の火成活動の分布位置に重要な役

割を持っていることを示唆した。しかし、現在のパラナベーズンに、Tristan プリュームが上部マントルに到達した場所を推定できるような証拠（放射状の岩脈群など）は認められない。ウルグアイ東部や Ponta Grossa Arch の NW-SE 系の岩脈群は、原生代の基盤構造を反映しており、岩脈の走向は大規模な応力場の方向によって決まるため、プリュームによる構造運動が現れている可能性がある。ただし、Paraná-Chaco ベーズンやアルゼンチン北部の Colorado ベーズンの変形は、同様に NW-SE 系である。これは、大陸分裂時には、右回りのセンスの変形が支配的であったことを示唆しており（Nürnberg and Müller, 1991; Turner et al, 1994）、NW-SE 系の構造が必ずしもプリュームの活動を示すものとはいえない。

VanDecar et al. (1995)は、パラナ洪水玄武岩分布域の北東のリソスフェア・マントルに低密度異常を見出し、これをプリュームの化石と考えた。この低密度異常は、深さ 200~600 km で、差し渡し 300 km の円筒状である。

③ パラナ洪水玄武岩の火成活動の変遷

Peate et al. (1990)は、南大西洋の拡大初期にリフト・ゾーンが北方に向かって発達し、その結果、北方に向かって上位の溶岩が累重するようになったと指摘した。また、Peate et al. (1992)は、パラナ洪水玄武岩類溶岩の地化学層序から、パラナ洪水玄武岩類は、全体に北方向に傾斜して各ユニットが重なっていることを示した。これは、マグマ活動が北方に向かって移動したことを意味している。同様に、Renne et al. (1992; 1996)は、 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法年代測定の結果から、パラナベーズン南部の溶岩は、133~132 Ma に噴出し、パラナベーズン北部の溶岩は、131~129 Ma に噴出したと考えた。しかし、Turner et al. (1994)は、初期のマグマ活動は大陸内で起こり、パラナベーズンの西部と北部から溶岩が噴出し、その後、マグマ活動は、当時の Atlantic Rift の北端付近に移動したと考えた。

Turner et al. (1994)と Stewart et al. (1996)によるパラナ洪水玄武岩の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代値は、異なるマグマタイプが、異なる場所で、同時に噴出したことを示唆している。133~132 Ma の間、パラナベーズン北部の Paranapanema 溶岩は、パラナベーズン南部の Gramado や Urubici 溶岩と同時に噴出している (Fig. II-3-1-5)。また、パラナ洪水玄武岩では、同じマグマタイプに分類される貫入岩類と溶岩が、ほぼ同一の場所に分布する。これは、溶岩が現在の分布場所で噴出したことになる。このような特徴からパラナ洪水玄武岩類は、単一のマントルソースから分化によって異なるタイプのマグマができたのではなく、異なるソースや異なる火成作用の影響が考えられる。そして、マグマの生成は、現在の溶岩の分布面積よりも広い範囲で起こったと考えられる。

ブラジルの海岸付近に分布する岩脈に古い年代値が認められないことは、少なくとも Atlantic Rift 生成初期は、リフトから離れた場所でマグマの生成と溶岩の噴出が起こったこと示している。そして、プリュームとリソスフェアの相互作用、及びリソスフェアの拡張の結果、異なるマグマタイプが作られ、それぞれ異なった場所に噴出したと考えられる。

3-2 調査内容

3-2-1 試料採取

地表露頭から採取した試料位置を Fig.II-3-2-1 に、コア試料を採取したボーリングの位置を Fig.II-3-2-2 に示す。また、採取した試料の記載を巻末資料に掲載する (Appendix 4)。

(1) 岩石試料の採取

パラナ洪水玄武岩溶岩及び貫入岩分布域において、産状観察と分析用試料の採取を行った。Lages 地区では、Pt の鉍徴地において、鉍徴の確認と分析試料の採取を行った。

(2) CPRM が実施した石炭探鉍ボーリングコア及び地下水ボーリングの掘削屑の採取

CPRM は、パラナ洪水玄武岩の東外縁に沿って、石炭探鉍のボーリング調査を行っている。本調査では、ボーリング柱状図からシルの分布を把握するとともに、その中から主要なものについてコアの採取を実施した (Fig.II-3-2-2)。また、パラナベーズン北部から中央部に分布する地下水用ボーリングの掘削屑を採取し、分析に供した (Fig.II-3-2-2)。

(3) 沢砂・沢水試料採取

Lomba Grande のピクライト質玄武岩～斑レイ岩のシルが分布するエリアにおいて、沢砂と沢水の採取を実施した。また、São Gabriel Arch 及び Ponta Grossa Arch において、沢砂の採取を実施した。採取した沢砂は、Porto Alegre の CPRM 支所において-80 mesh に整えられ、分析に供された。

3-2-2 室内試験

各分析項目・数量・分析内容は、下記のとおりである。室内試験の結果は、本文中で記載されているか、もしくは巻末資料に掲載されている。

- ・薄片作成・簡易鑑定：215 件
- ・研磨薄片作成：15 件
- ・研磨薄片作成・簡易鑑定：40 件
- ・鉍石研磨片作成：5 件
- ・全岩化学分析 (ICP)：624 件、61 元素 (Major elements: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅; Trace elements: Ag, As, Au, Ba, Be, Bi, Br, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Hf, Ir, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Tl, V, W, Y, Zn, Zr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, U, Th; Platinum group elements: Pt, Pd, Au)

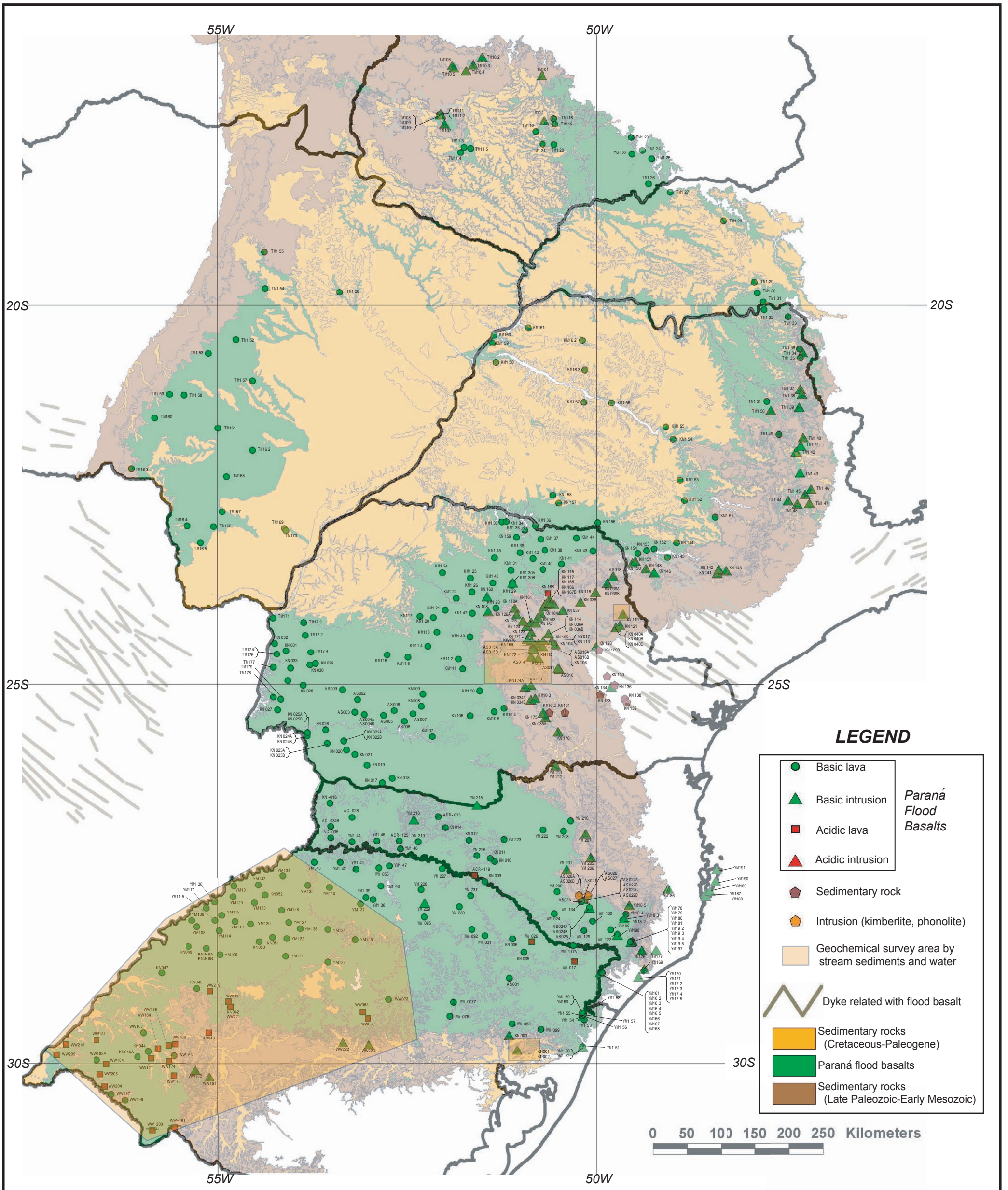


Fig. II-3-2-1 Distribution of collected samples in the survey area

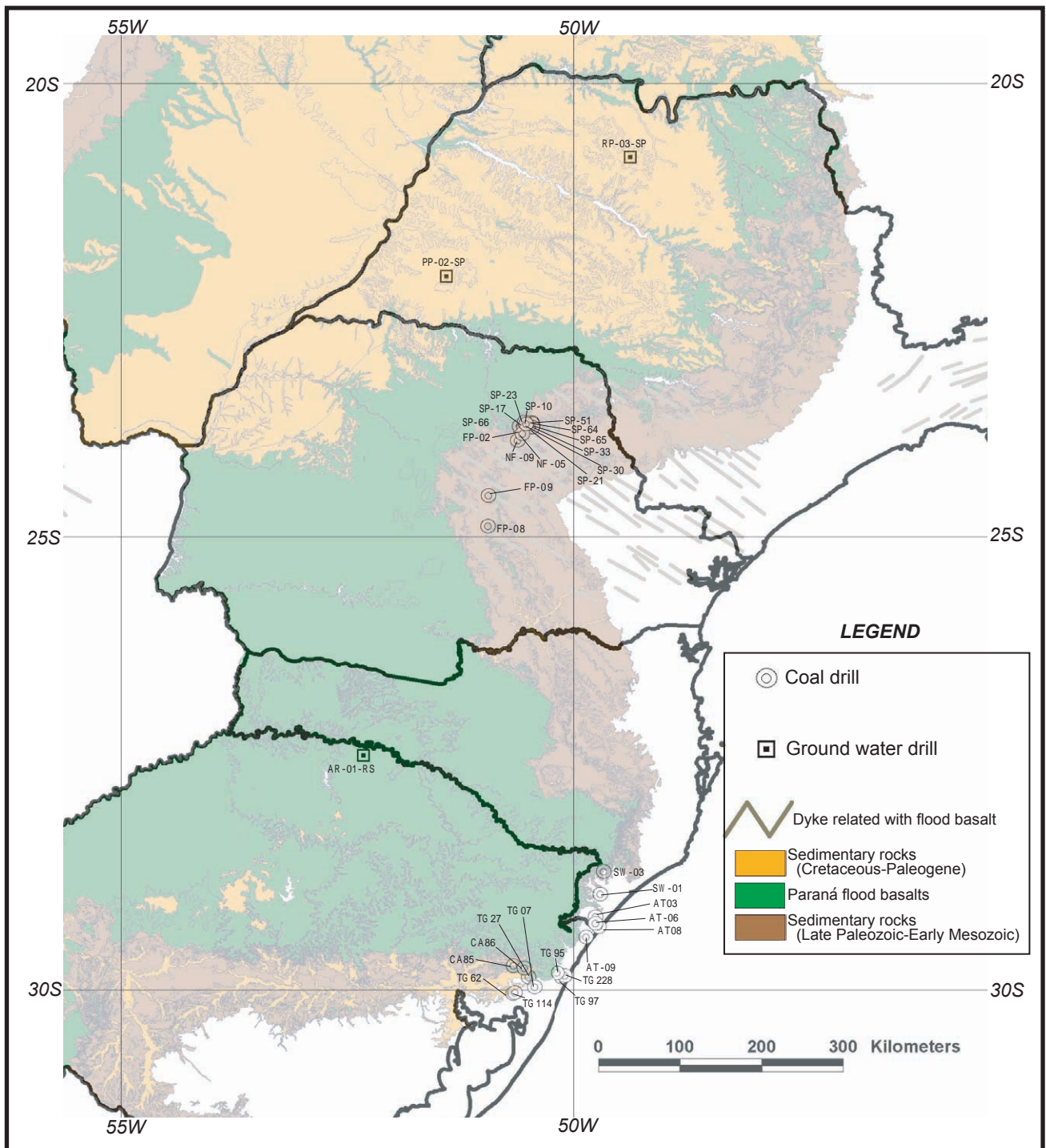


Fig. II-3-2-2 Drill location of collected core and cuttings samples in the survey area

- ・白金族元素 (Ir, Rh, Re) 定量 : 34 件
- ・Sr 及び Nd 同位体比分析 : 70 件
- ・ ^{40}Ar - ^{39}Ar 法年代測定 : 16 件
- ・EPMA 分析 : 10 件 (定量分析)
- ・粉末 X 線回折試験 : 4 件
- ・ $\delta^{34}\text{S}$ 同位体比分析 : 12 件
- ・パンニング試料分析 : 5 件、11 元素 (Ag, Cd, Cu, Mn, Mo, Ni, Pb, Zn, S, Pd, Pt)
- ・沢砂分析 (ICP) : 598 件、30 元素 (Ag, Cu, Cd, Mn, Mo, Pb, Ni, Zn, S, As, Ba, Sb, W, Al, Be, Bi, Ca, Co, Cr, Fe, K, Mg, Na, P, Sc, Sn, Ti, V, Y, Zr)
- ・沢水分析 : 182 件、69 元素 (Li, B, Be, Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ru, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, I, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Os, Au, Pt, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U, (Sulphate ion))

3-2-3 露頭状況

調査地域では総じて岩石の露出状況が悪いため、試料の採取及び露頭観察は、採石場や道路カットに限られる。

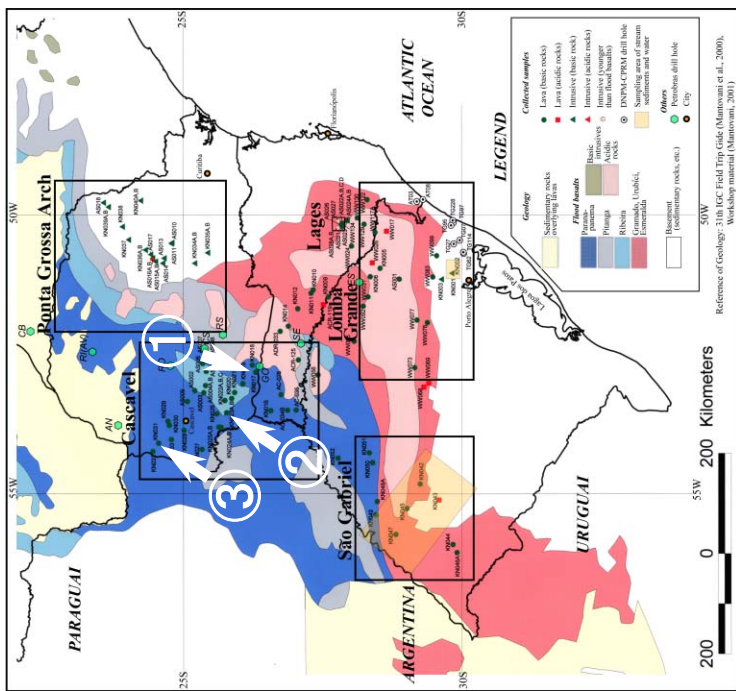
(1) 溶岩

玄武岩溶岩は、暗灰色～緑色を呈し、無斑晶質のものが多い。ルーペで確認できる斑晶は、主に斜長石、単斜輝石だが、希にカンラン石が認められる。デイサイト～流紋岩溶岩は、灰色～暗黒色を呈し、無斑晶～斑状のものが認められる。

各種資料では、1枚の溶岩流は、数 m から数 100 m と記載されている (Pacca and Ernesto, 1982; Bellieni et al., 1984a; Montes-Lauar et al., 1987; Ernesto and Pacca, 1988)。採石場では、ほぼ1枚の溶岩流を観察することができるが、溶岩流の厚さは、概ね 10～15 m で、基底には、しばしば厚さ 2～3 m 程度の砂岩・泥岩が挟在する。これは、1枚の溶岩流が活動した後に時間的間隙があったことを示している。砂岩・泥岩類は、黒色～黄灰色もしくは赤灰色を呈し、熱により変質を受け、シリカが富化されている。

溶岩流の下部と上部には、発泡痕がよく認められ、中央部は比較的塊状である。全体として垂直方向の節理が発達する。調査地域中央部の Cascavel 南部の溶岩には、著しい発泡痕が認められ (Fig.II-3-2-3: ①)、また、 $<\phi 0.5$ cm の泡状の黒色ガラスが観察された (Fig.II-3-2-3: ②)。さらに同地区では、希に溶岩流の中心部に、粗粒玄武岩から斑レイ岩質のペグマタイト状の粗粒部が認められ (Fig.II-3-2-3: ②)、これは、レンズ状の産状を呈する。

その他の特徴的な産状として、溶岩の節理沿いや発砲痕などの空隙には、フレーク状の自然銅が認められる (Fig.II-3-2-3 ③)。特に、調査地域中央の Cascavel 周辺に分布する溶岩において顕著である。パラナ洪水玄武岩分布域中央は、その他の地域に比べ、揮発性成分に富むマグマが活動したと考えられる。



Investigated district	Lava		Intrusion (dyke and sill)
	Lomba Grande	Cascavel	
Rock type	Tholeiitic basalt		Tholeiitic dolerite-gabbro, (rarely Picroitic gabbro)
Phenocrysts	Plagioclase, CPX, Olivine (rare), OPX (rare)		Plagioclase, CPX, Olivine (rare), OPX (rare)
Remarkable occurrences of outcrops	Massive (relatively)	Amygdaroidal texture (common); with spheric black glass (rare); with gabbroic part (partly)	Massive (with gabbroic part)
Microscopic texture	Aphyric	Aphyric (partly porphyritic)	Porphyritic
Sulphide	—	Pyrite, Pyrrhotite (dissemination)	Pyrite, Pyrrhotite, Chalcopyrite Galena, Sphalerite
Mineralization	Native copper	Native copper (abundance)	Native copper



Fig. II-3-2-3 Occurrences of lava in the central part of Paraná flood basalts

(2) 貫入岩

貫入岩は、暗灰色～暗緑色を呈する粗粒玄武岩～斑レイ岩で、主要な斑晶は単斜輝石、斜長石及びカンラン石である。Lomba Grande 地区の採石場では、本調査地域内では唯一、ピクライト質斑レイ岩のシルが分布しており、多量のカンラン石を含む。

貫入岩の産状が、特に良く観察されるのは、Lomba Grande の採石場と Ponta Grossa Arch の採石場及び道路カット、調査地域南東部の Sera Geral 近傍の堆積岩分布域である。溶岩分布域では、露出が悪いことと、同質の岩石のため、露頭で貫入岩か溶岩かを判定することは困難である。堆積岩に貫入するシルは、その上部の堆積岩が、貫入時の熱によりホルンフェルス化している (Fig.II-3-2-4: ①)。また、シルや岩脈には、溶岩と異なり、二次鉱物として硫化物（主に黄鉄鉱）の鉱染が良く認められる (Fig.II-3-2-4: ②)。特に、節理沿いやチルドマージンにおいて顕著に観察された。また、Ponta Grossa Arch では、黄鉄鉱以外に黄銅鉱・磁硫鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱を含むとの報告がある。

シルの中心部には、しばしば溶岩と同様にペグマタイト状の粗粒な部分があり、レンズ状の産状を呈する (Fig.II-3-2-4: ③)。

3-2-4 顕微鏡観察結果

Table II-3-2-1 に、溶岩と貫入岩試料の各マグマタイプ（第 II 部第 3 章 3-3 参照）の検鏡結果を示す。

(1) 溶岩

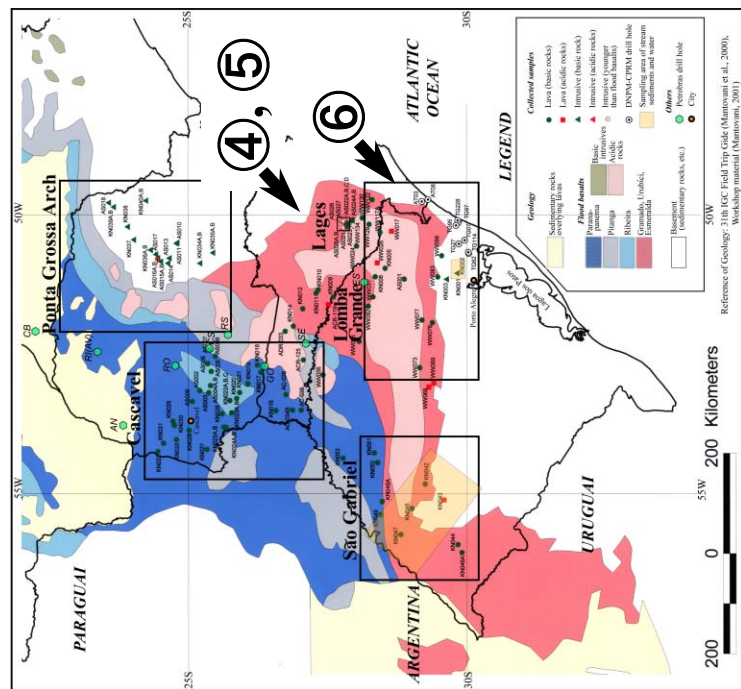
最大 0.5 mm 程度の斑晶を含み、無斑晶から細粒の斑状組織を呈する。斑晶の組み合わせは、主に斜長石・単斜輝石で、希にカンラン石と斜方輝石が認められる。石基は、細粒の斜長石、単斜輝石及びガラスから構成される。その他に磁鉄鉱とイルメナイトを随伴するが、一部は変質して赤鉄鉱と褐鉄鉱になっている。

後述（第 II 部第 3 章 3-3）の様に、地化学的特徴によって溶岩や貫入岩を形成したマグマを分類しているが、異なるマグマタイプの溶岩でも、斑晶の組み合わせや組織に顕著な違いは認められない。

カンラン石や斜方輝石斑晶の量は、概して非常に少ないが、高 Ti タイプや Intermediate-Ti タイプの溶岩と比べて、低 Ti タイプの Gramado は、比較的カンラン石斑晶を多く含む傾向がある。

(2) 貫入岩

溶岩と比べ粗粒な斑状～等粒状組織を呈する。鉱物組み合わせや量比は、溶岩と同じである。唯一、Lomba Grande 地区の採石場から採取したシルの試料は、ピクライト質の斑レイ岩で、多量のカンラン石を含む。また、同採石場そばの採石場に分布するフィーダー岩脈（細粒の玄武



Investigated district	Lava		Intrusion (dyke and sill)
	Lomba Grande	Cascavel	
Rock type	Tholeiitic basalt		Tholeiitic dolerite-gabbro, (rarely Pieritic gabbro)
Phenocrysts	Plagioclase, CPX, Olivine (rare), OPX (rare)		Plagioclase, CPX, Olivine (rare), OPX (rare)
Remarkable occurrences of outcrops	Massive (relatively)	Amygdaroidal texture (common); with spheric black glass (rare); with gabbroic part (partly)	Massive (with gabbroic part)
Microscopic texture	Aphyric	Aphyric (partly porphyritic)	Porphyritic
Sulphide	—	Pyrite, Pyrrhotite (dissemination)	Pyrite, Pyrrhotite, Chalcopyrite, Galena, Sphalerite
Mineralization	Native copper	Native copper (abundance)	Native copper



Fig. II-3-2-4 Occurrences of sills around the southeastern Paraná basin

岩) は、カンラン石斑晶を良く含む。

貫入岩は、硫化鉄物を良く伴い、そのほとんどが黄鉄鉱である。

Table II-3-2-1 Microscopic observation of the Paraná flood basalts

Magma Type		Rock type	Mineral Assemblage	
				Accessory Mineral
Low-Ti type	Gramado	lava	Pl > CPX >> Ol > OPX	Mt, Sul, native copper
		intrusion	Pl > CPX >> Ol > OPX	Mt, Sul, native copper
	Esmeralda	lava	Pl > CPX >> Ol > OPX	Mt, Sul, native copper
		intrusion	Pl > CPX >> Ol > OPX	Mt, Sul, native copper
Intermediate-Ti type	Paranapanema-Ribeira	lava	Pl > CPX >>> Ol > OPX	Mt, Sul, native copper
		intrusion	Pl > CPX >>> Ol > OPX	Mt, Sul, native copper
High-Ti type	Pitanga	lava	Pl > CPX >>> Ol > OPX	Mt, Sul
		intrusion	Pl > CPX >>> Ol > OPX	Mt, Sul
	Urubici	lava	Pl > CPX >>> Ol > OPX	Mt, Sul
		intrusion	Pl > CPX >>> Ol > OPX	Mt, Sul

pl: plagioclase, opx: ortho pyroxene, cpx: clino pyroxene, ol: olivine
 mt: magnetite, sul: sulfide

3-3 パラナ洪水玄武岩類の地化学的特徴と形成モデル

3-3-1 既存文献によるパラナ洪水玄武岩類の地化学的分類と火成作用

既存の文献で述べられているパラナ洪水玄武岩の地化学的分類と火成作用について、次に記す。

(1) パラナ洪水玄武岩の分類

a) 玄武岩類の分類

パラナ洪水玄武岩は、ソレアイト系列の玄武岩～安山岩が全体の 90 vol%を超える。初期の分類では、この玄武岩～安山岩は、TiO₂ の含有量によって大きく 2つのマグマグループに分類されている。パラナベーゼンの北部には、高 TiO₂ 含有量の溶岩が分布し、南部には、低 TiO₂ 含有量の溶岩が分布する (Bellieni et al., 1984a; Mantovani et al., 1985)。さらに、この2つのマグマグループは、2つの異なる起源マグマから形成したと考えられた (Atalla et al., 1982; Bellieni et al., 1984a; Mantovani et al., 1985)。

前述のような TiO₂ 量の違いによる2つのマグマグループは、アフリカ大陸の Karoo 洪水玄武岩をはじめとする Gondwana 大陸分裂に伴い活動した各 LIP に、共通して認められる (Erlank et al., 1988)。同様に、南大西洋の海洋島に共通して認められる微量元素や同位体の特徴は、Dupal 異常として Hart (1984) が定義している。

その後、TiO₂ 含有量だけで玄武岩マグマを分類することに無理があったため、いくつかの元素を用いて、判別法が作られた (Peate et al., 1988)。使用された元素は、HFS 元素の Ti, Zr, Y そして LIL 元素の Sr, Ba である。これら不適合元素は、基本的に液相に濃集していく特徴があり、未分化な状態のマグマ組成を反映している可能性が高い。さらに、これら元素の比を取ることで、各マグマタイプの化学的な差違をより明瞭に示すことができる。

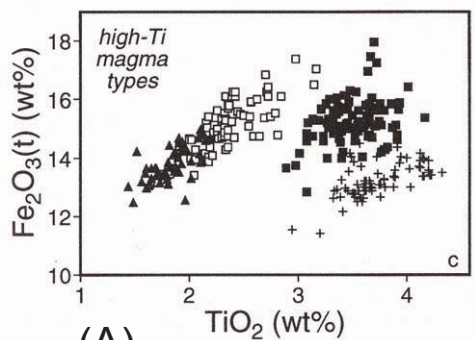
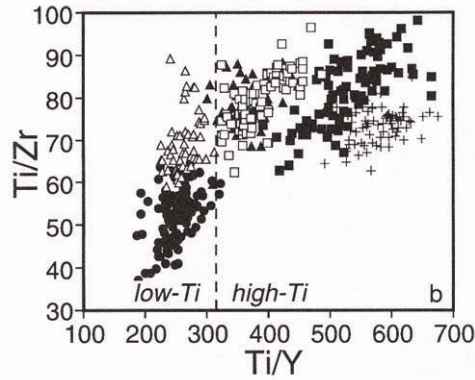
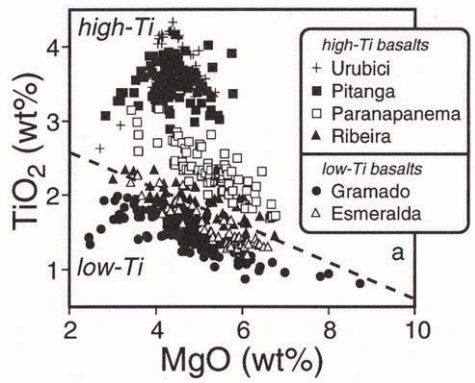
Peate et al. (1992) では、2000 個を超える試料の分析結果をとりまとめ、主要元素・微量元素・同位体組成から、マグマタイプを6タイプに分類した。その分類によると、パラナベーゼンの北部には、高 Ti タイプの Pitanga、Paranapanema 及び Ribeira が分布し、南部には、低 Ti タイプに属する Gramado 及び Esmeralda、そして高 Ti タイプの Urubici が分布する。

b) 低 Ti タイプマグマの地化学的特徴と分布

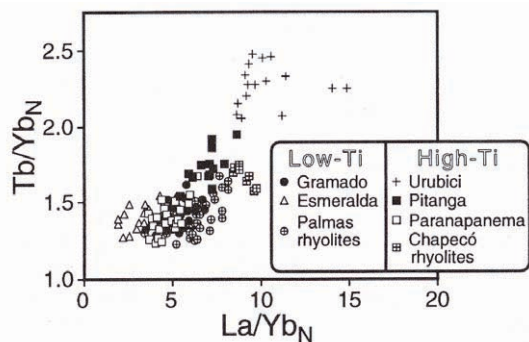
特徴

低 Ti タイプに分類される Gramado と Esmeralda は、MORB と同等かそれより少ない Ti 含有量 (<310 ppm) を示す (Hergt et al., 1991)。

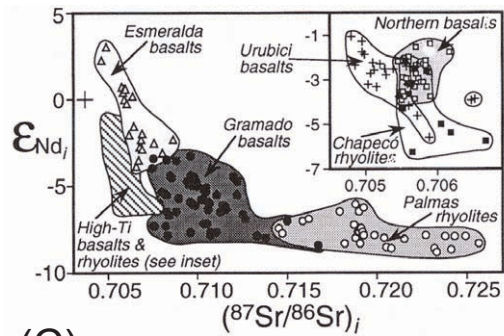
微量元素の特徴として、Gramado は、Esmeralda よりも LIL 元素・HFS 元素・軽希土類元素に富み、低い Ti/Zr 比 (<60) を示す (Fig. II-3-3-1(A))。また、どちらも、La に比べて Nb と Ta の含有量が低い (Nb/La: 0.5~0.8)。



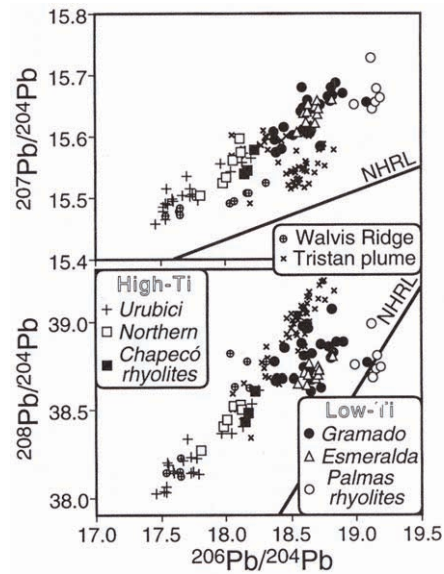
(A) (a) MgO vs. TiO_2 : this shows the evolved nature and compositional variety of the Paraná basalts. The dashed line marks the approximate division between low-Ti and high-Ti magma types. (b) Ti/Zr vs. Ti/Y : low-Ti magma types (Gramado, Esmeralda) are distinguished from high-Ti magma types (Urubici, Pitanga, Paranapanema, Ribeira) by low Ti/Y (<310). Esmeralda magmas have higher Ti/Zr (>60) than Gramado magmas. (c) TiO_2 vs. total Fe ($\text{Fe}_2\text{O}_3(t)$), showing the different high-Ti basalt magma types. Data sources: *Petrini et al.* [1987], *Hawkesworth et al.* [1988], *Mantovani and Hawkesworth* [1990], *Peate* [1990], *Peate and Hawkesworth* [1996].



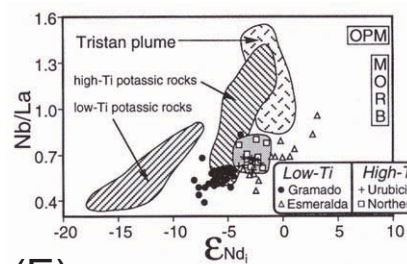
(B) Tb/Yb_N vs La/Yb_N for Paraná basalts and rhyolites (N denotes chondrite-normalised). For the low-Ti magmas, Tb/Yb_N remains fairly constant over a range in La/Yb_N from 1 to 8. For the high-Ti basalt magma types, the Paranapanema magmas overlap with the low-Ti Gramado magmas, whereas the Pitanga and Urubici magmas are displaced to successively higher Tb/Yb_N and La/Yb_N . Data sources for Paraná lavas as for Figure 9.



(C) Initial Sr- and Nd-isotopic composition of Paraná magmas (at 130 Ma). Data for the low-Ti magmas are plotted on the main diagram, and the inset is an expanded view to highlight features of the high-Ti magmas that have a more limited isotopic variation. 'Northern Basalts' group combines the Pitanga, Paranapanema and Ribeira magma types. Cross marks bulk Earth estimate. Data sources: *Cordani et al.* [1988], *Mantovani and Hawkesworth* [1990], *Peate* [1990], *Peate and Hawkesworth* [1996].



(D) Variation in present-day Pb isotope ratios for Paraná basalts and rhyolites. Data for samples of recent Tristan plume activity (Tristan da Cunha, Gough, Inaccessible) and from the Walvis Ridge plume trace are plotted for reference [*Sun*, 1980; *Richardson et al.*, 1982; *le Roex et al.*, 1990; *Cliff et al.*, 1991]. Symbols and data sources for Paraná lavas as for Figure 9.



(E) ϵ_{Nd_i} vs. Nb/La diagram to illustrate the low ϵ_{Nd_i} and Nb/La characteristics of the Paraná basalts, which are distinct from the present-day Tristan plume and MORB compositions. The positive correlation of ϵ_{Nd_i} and Nb/La for the Esmeralda magma type indicates the addition of a MORB-like component. Data on Brazilian mafic potassic magmas which represent small-degree lithospheric mantle melts are also plotted to assess their potential role in Paraná magmatism [*Gibson et al.*, 1996]. The minor Tafelkop basalts in Etendeka are compositionally similar to the Tristan plume [*Milner and le Roex*, 1996]. Symbols and data sources for Paraná lavas as for Figure 7. Tristan plume data from *le Roex et al.* [1990] and *Cliff et al.* [1991]. OPM - average oceanic plume magma [*Gibson et al.*, 1996].

Fig. II-3-3-1 Geochemical characteristics of the Paraná Flood Basalts

同位体組成の特徴として、Gramado は高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比 (0.7075~0.7167) と低い ϵNdi (-8~-3) を示すのに対し、Esmeralda マグマは、低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比 (0.7046~0.7086) と高い ϵNdi (-4~+3) を示す (Fig. II-3-3-1(C))。また、どちらのタイプも、高 Ti タイプに比べて高い $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比を示す ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}>18.2$) が、Esmeralda マグマは、Gramado マグマに比べて狭い範囲に値が集中する (Esmeralda: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.6\sim 18.8$; Gramado: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.4\sim 19.1$; Fig. II-3-3-1(D))。

分布

Gramado 溶岩は、パラナベーズン南西部から南東部にかけて広範囲に分布し、特にブラジル南東部の海岸沿いに位置する Serra Geral の溶岩崖には、その分布がよく知られている (Fig. II-3-3-2)。対して Esmeralda 溶岩は、パラナベーズン南東部の比較的狭い範囲に分布し、Gramado 溶岩をキャップ状に被覆する。パラナベーズンの内陸側では、この関係が顕著である。このような産状から、Esmeralda 溶岩は Gramado 溶岩より上位の新しいユニットである (Peate et al., 1992)。

また、パラナベーズン南西部~南部のアルゼンチンやウルグアイの地表には、低 Ti タイプの Gramado 溶岩のみが分布する (Fig. II-3-3-2)。

Gramado は、パラナ洪水玄武岩溶岩類全体の約 5~10 vol% を占め、マグマタイプごとの噴出量としては、3 番目の規模を持っている。

c) 高 Ti タイプマグマの地化学的特徴と分布

特徴

高 Ti タイプに分類されているのは、Pitanga・Urubici・Paranapanema・Ribeira である。Pitanga、Paranapanema 及び Ribeira は、幅広い TiO_2 含有量を示し (1.5~4.1 wt%)、元素の含有量に多数の類似性がある。唯一異なる点は、各元素の富化の度合いの違いである。例えば、Ti/Y は、Ribeira が<360、Paranapanema が<410、そして Pitanga が<530 である (Fig. II-3-3-1(A))。

Paranapanema と Ribeira は、中間的な Ti 含有量を示し、値の範囲は低 Ti タイプマグマと重複するが、高い Ti/Y 比 (>310) を示すこと、そして、他の元素組成が高 Ti タイプに類似していることから、高 Ti タイプに分類されている (Peate et al., 1992)。特に Ribeira は、Ti 含有量が低く、MgO 量は、Gramado や Esmeralda と同じである。しかし、Ti/Y 比と Zr/Y 比が低 Ti タイプのマグマよりも高いことから高 Ti タイプに分類されている。また、Ribeira 溶岩の分布が、Paranapanema 及び Pitanga 溶岩と空間的に関連することも高 Ti タイプに分類される理由である。なお、Ribeira と Paranapanema は、 TiO_2 量で分けられている。

パラナベーズン北部に分布する高 Ti タイプのマグマから形成した玄武岩は、Sr 同位体比の初生値が 0.7055~0.7060 である (Fig. II-3-3-1(C))。同じ高 Ti タイプの Urubici は、やや高い傾向がある (Mantvani et al., 1985; Peate et al., 1988; Cordani et al., 1989)。

パラナベーズン北部に分布する高 Ti タイプの Pitanga・Paranapanema・Ribeira は、低 Ti タイプのマグマに比べて Nd・Sr 同位体組成の富化が少ない特徴を持っており、海洋地殻を形成する玄武岩よりも、La と K に対して、低い Nb, Ta の含有量を示す。このような特徴は、活動初期に大陸下部マントルをソースとして、分離生成したことを示唆している (Peate, 1997)。

Urubici を形成したマグマは、北部に分布する高 Ti マグマの Pitanga と類似しているが、その分布は、非常に限られる。

Urubici は、Pitanga と同様に高い TiO₂ 量 (TiO₂>3 %) を示し、Pitanga よりも不適合元素に富む。例えば、高い Sr (>550 ppm)、低い Fe₂O₃ total (<14.5 wt%) 及び低い重希土類元素量 (Tb/Yb: Urubici~0.58, Pitanga~0.38) である (Fig. II-3-3-1(A), (B))。Urubici は、部分的にベーズン北部に分布するマグマタイプと重複する様な Sr, Nd, Pb 同位体組成を示すが、値の範囲が広い (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.7048~0.7065; ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=17.46~18.25; Fig. II-3-3-1(C), (D))。そして、Urubici は、低い ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 比、高い ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 比・²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 比を示し、DUPAL 異常を示す (Hawkesworth et al., 1986; Peate et al., 1990; Milner and le Roex, 1996)。このような、低い ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 比は、大陸のリソスフェアマントルの特徴である。

また、Urubici は、チタンマグネタイトとイルメナイトの分析により、Paranapanema や Pitanga マグマと比較して、低い酸素分圧の条件下で生成したことが判明している (Peate, 1997)。

分布

Paranapanema 溶岩は、パラナベーズン北部において最も広範囲に分布している。Pitanga 溶岩は、主にパラナベーズン北東部と東部に分布している。ボーリング試料の分析結果によると、Paranapanema は、Pitanga の上位に位置する。

Ribeira は、Paranapanema と同様の平面分布を示す (Petrini et al., 1987) が、パラナベーズン中央で行われたボーリングでは、Paranapanema と Pitanga の下部に Ribeira の分布が確認されている (Peate et al., 1992)

また、ウルグアイでは、ボーリングによって低 Ti タイプの Gramado の下部に Paranapanema の分布が確認されている (Stewart et al., 1996)。

Pitanga と Paranapanema は、ほぼ同じ噴出量を示し、パラナ洪水玄武岩類全体の約 20 vol% を占める。Ribeira は、約 5 vol% である。

Urubici 溶岩の地表の分布は非常に限られており、パラナ洪水玄武岩類分布域南東部の約 100 km×350 km の範囲にのみ分布している。この場所では、Gramado 溶岩と Urubici 溶岩が互層する (Peate et al., 1992)。また、Urubici 溶岩は、パラナベーズンの中部で実施されたボーリングの孔底付近に認められた (Peate et al., 1992)。

エテンデカ洪水玄武岩類分布域では、Urubici と同タイプの Khumib マグマが記載されている (Duncan et al., 1988)。これは、ゴンドワナ大陸が分裂する以前に同一の火成活動が起こった

結果である。

Urubici の噴出量は、パラナ洪水玄武岩類全体の約 5 vol% を占める。

(d) 酸性岩の分類

パラナベーゼンの南東部では、パラナ洪水玄武岩分布域の縁辺部に近接して、火成岩層序の上位に多量の酸性岩が認められる (Fig. II-3-3-2)。概して SiO₂ 量が 64 % を超えるのは流紋岩で、60 wt% 未満を玄武岩類として取り扱っている (Fig. II-3-1-6 (a))。酸性岩の存在は、パラナベーゼン南東部の Serra Gaúcha で際だっており、北に向かうにつれて酸性岩の存在量は減少する。

流紋岩は、玄武岩と同様に、Ti 含有量によって 2 つのグループに分けられる (Bellieni et al., 1986; Harris et al., 1990; Fig. II-3-1-6 (c))。高 Ti タイプの流紋岩は、Chapecó 流紋岩という名称で呼ばれており、斜長石の斑晶が特徴である。地化学組成は、不適合元素に富み (Zr: >500 ppm)、低い $\delta^{18}\text{O}$ (輝石: $\sim +6.5\%$)、そして高 Ti タイプ玄武岩と同様の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比 (0.705 \sim 0.708) を特徴とする (Fig. II-3-1-6 (b), (c), (d))。

対して、低 Ti タイプ流紋岩は、Palmas 流紋岩という名称で呼ばれており、無斑晶質である。地化学組成は、不適合元素に乏しく、高い $\delta^{18}\text{O}$ (輝石: $\sim +10\%$)、そして低 Ti タイプ玄武岩と同様の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比 (0.714 \sim 0.727) を特徴とする (Fig. II-3-1-6 (b), (c), (d))。

流紋岩マグマの活動は、大陸の縁辺部に限られることから、パラナ・エテンデカ洪水玄武岩の活動の末期に生成したと考えられている。また、流紋岩は、玄武岩と同様に Ti 量によってその分布が限定されることから、流紋岩と玄武岩は密接に関係しており、玄武岩マグマの著しい結晶分化・地殻物質の同化、もしくは玄武岩の再溶融がその成因と考えられている (Bellieni et al., 1986; Garland et al., 1995)。

(2) パラナ洪水玄武岩のマグマソースについて

高 Ti タイプの Pitanga・Paranapanema・Ribeira と低 Ti タイプの Gramado は、大陸下部の、古く、不適合元素に富む上部マントルがソースであると考えられている (Garland et al., 1996; Peate, 1997 など)。

低 Ti タイプのマグマから形成した玄武岩の同位体比の特徴 (高い Rb/Sr 比と低い U/Pb 比) は、富化していることである。これは、地殻物質の混染の影響によると考えられている (Hawkesworth et al., 1992)。

低 Ti タイプの Esmeralda は、パラナベーゼン南部の流紋岩よりも形成年代が新しく、そして不適合元素が枯渇していることから、海洋地殻の特徴を有しており、アセノスフェア物質の関与が考えられている。

(3) パラナ洪水玄武岩類の結晶分化作用の影響

パラナ及びエテンデカ洪水玄武岩類は、低い MgO 量 (3.0 \sim 6.5 wt%) 及び適合元素量 (Ni: <100 ppm) を示す。より塩基性の溶岩は高い MgO 量 (6.5 \sim 9.0 wt%) を示すが、溶岩全体の

2 %未満に過ぎない。このような特徴は、マグマが広範囲な結晶分化作用の影響を受けたことを示しており、噴出場が、メルトの形成場から非常に離れていることを示唆している。（例えば Cox, 1980）。

従って、主に、パラナ洪水玄武岩類の大部分は、斑レイ岩質の鉱物の結晶分化作用（カンラン石+単斜輝石+斜長石±磁鉄鉱-イルメナイト）によってコントロールされているため、少なくとも結晶分化の最後のステージは、地表付近のマグマチャンバー内において低い圧力の条件下（恐らく 1 atm）で行われたと考えられている（Peate, 1997）。

（４）パラナ洪水玄武岩類の地殻物質の同化による影響

低 Ti タイプ玄武岩は、高い Sr、Nd、Pb、O 同位体比と、高い不適合元素比を示す。例えば、パラナ洪水玄武岩類の鉱物分離を行った試料の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、地殻物質の同化により典型的なマントルの値 ($<+5.5\text{‰}$) よりも高い値 ($+6.3\text{‰}\sim+8.3\text{‰}$) を示す（Harris et al., 1989）。これらの特徴は、地殻浅部の開放系におけるマグマ活動の特徴を示唆する（Erlank et al., 1984; Mantvani et al., 1985; Fodor et al., 1985; Mantovani and Hawkesworth, 1990; Peate and Hawkesworth, 1996）。また、Gramado タイプマグマの SiO_2 の増加に伴う $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の増加は、上部地殻物質の同化に伴う結晶分化作用（assimilation and fractional crystallization）を受けた証拠である。

低 Ti タイプの Esmeralda は、Gramado と同じマグマソースから形成され、地殻の混染量の一時的な減少が Esmeralda タイプのマグマを形成したとの意見がある（Petrini et al., 1987）。しかし、Gramado マグマが、地殻物質の同化量の増減に対応した $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比と Th/Ta 比に相関があるが、Esmeralda は、Gramado と同様の Th/Ta 比を持つにも係わらず、低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比を示す。このことから Peate and Hawkesworth (1996)は、Gramado マグマと Esmeralda マグマは、別個のマグマソースから形成したものと考え、地殻物質が混染した Gramado マグマが相対的に地下浅部で混合し、引き続き結晶分化作用により形成されたことを示唆した。

エテンデカ洪水玄武岩類中の高 Ti タイプマグマの Khumib タイプ玄武岩（パラナ洪水玄武岩の Urubici に相当）の $\delta^{18}\text{O}$ 値は $\sim+5.9\text{‰}$ で、地殻物質の混染の程度が小さいことを示す（Harris et al., 1989）。しかし、Urubici は、高い不適合元素の含有量と狭い範囲の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を示し、また、高い SiO_2 量（50~60 wt%）及び高い Th/Ta 比（2.1~4.0）を示す。このような特徴は、同化と結晶分化作用の影響によるものと考えられる（Peate et al., 1999）。

パラナベーズン北部に分布する高 Ti タイプマグマ（Pitanga, Paranapanema, Ribeira）は、Sr、Nd、Pb 組成範囲が限られることから、地殻物質の混染の影響が少ない。

（５）パラナ洪水玄武岩類マグマの形成に対するマントルプリュームの関与

洪水玄武岩の様に、大量の玄武岩溶岩を噴出するためには、マントル中に大規模な温度異常を引き起こす必要がある。これは、マントル・プリュームの関与が考えられている（Morgan, 1981 など）。特に洪水玄武岩の分布と海盆中のホットスポットの軌跡の間には、空間的・時間的な関係がある。たいていの形成モデルでは、洪水玄武岩マグマは、急激なプリューム・マントルの減圧溶融によって生成している。どのように減圧溶融がおこるかは異なる意見があるが、

リソスフェアの拡張と薄化 (White and McKenzie, 1989)、プルームによるリソスフェアの温度異常及びリソスフェアの薄化 (Yuen and Fleitout, 1985)、もしくは、マントルプルームの活動開始時に、巨大なプルームヘッドが急激にリソスフェアに到達 (Richards et al., 1989)、などである。このプルームの減圧溶融モデルは、いくつかの洪水玄武岩にはうまく適用可能である。例えば、Deccan 洪水玄武岩は、噴出レートが大きい ($<1 \text{ km}^3/\text{year}$)。そして比較的地殻物質の混染の少ない玄武岩試料の微量元素含有量と同位体比の特徴は、現在の Réunion プルームによる火山岩のそれと類似している。また、主要元素の特徴は、深部の肥沃なカンラン岩の溶融を反映して、高い Fe 量、低い Si 量を示す (Peng and Mahoney, 1995; Turner et al., 1996)。

しかし、パラナ洪水玄武岩類の生成モデルを減圧溶融だけで説明することは困難である (Turner et al., 1996)。地殻の混染を受けていない高 Ti タイプマグマは、MORB や海洋島玄武岩と異なり、低い Nb/La 比 (<0.8) 及び、低い $\epsilon \text{ Ndi}$ (<0) を示す。同様に、主要元素の特徴は、海洋域の玄武岩類とは、異なったマントルソースを示唆している (Hergt et al., 1991; Hawkesworth et al., 1992; Turner and Hawkesworth, 1995)。また、パラナ洪水玄武岩類の噴出レートは、Deccan 洪水玄武岩よりも小さい (Turner et al., 1994)。

パラナ洪水玄武岩類と Deccan 洪水玄武岩の違いは、マントルプルーム上のリソスフェアの関与である。ただし、一番の問題点は、洪水玄武岩を形成する大規模なマグマをリソスフェアマントルの溶融だけで説明できるかどうかである。

パラナ及びエテンデカ洪水玄武岩類と Tristan プルームのマグマ活動の間に化学組成的な類似性は少ない。唯一、パラナ洪水玄武岩の不適合元素と同位体組成は、Tristan プルームの関与した Tristan da Cunha 島と Gough 島 (Fig. II-3-1-1) の溶岩のそれに類似している。

しかしながら、パラナ洪水玄武岩類の中で、アセノスフェアの特徴的な組成を示すのは、最後のステージの Esmeralda だけであり、量的にはあまり意味を持たない程、少量しか噴出していない (Peate and Hawkeswarth, 1995)。また、Esmeralda は、 $\epsilon \text{ Ndi}$ と Nd/La 比及び Sm/Ce 比に相関があり、それらは、現世の Tristan プルームとは似ておらず MORB の値と類似している ($(\text{Ce}/\text{Sm})_{\text{N}} < 1$, Nb/La: >0.9 , $\epsilon \text{ Ndi} > +4$; Peate and Hawkeswarth, 1995)。

(6) リソスフェアマントルの溶融によるパラナ洪水玄武岩マグマの生成

現在、いくつかの洪水玄武岩の形成に、リソスフェアマントル物質が関与した地化学的な証拠が認められている。

洪水玄武岩生成に関するプルームの減圧溶融モデルは、初期のマグマ生成のステージにおけるリソスフェアマントル内でのメルトの生成量が少ないことが予想されている (5 %未満)。このモデルは、大きな噴出レート (White and McKenzie, 1989 など) を仮定しているため、すべての洪水玄武岩には適用できない。

リソスフェアマントル内のメルト生成は、 $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$ (0.3 wt%) の存在によって促進する。このような揮発性成分に富んだソリダスは、低温でも溶融する (Gallagher and Hawkeswarth,

1992)。Turner et al. (1996)は、単独でリソスフェアマントル内で溶融が起こる様な、「熱伝導モデル」を考えた。これは、リソスフェアキャップ (Saunders et al., 1992) の下方で止まったマントルプリュームから、熱が、リソスフェアマントルに伝導することによる。

このモデルの変数は、プリュームのポテンシャル温度、力学境界層 (mechanical boundary layer) の厚さ、そして熱の伝導が続く期間 (熱移動のタイム・スケールが長いため) である。このモデルでは、マグマの生成は長期間にわたり、10 m.y.のタイム・スケールでは、マントルの溶融は、リソスフェアマントル内の広範囲にわたって起こる。そして、プリュームに直接起因するメルトが無くても、厚さ 1~3 km の溶岩を噴出する。その際、リソスフェアの厚さは、100 km 未満と仮定されている。もしもリソスフェアの厚さが、リソスフェアの拡張や熱による融食によって 100 km よりも薄くなると、プリュームの中で減圧溶融が始まり、高い噴出レートで、アセノスフェアとリソスフェアの両方の組成の特徴を持つようなマグマが噴出すると考えられる。

Turner et al. (1994)は、パラナ・エテンデカ洪水玄武岩マグマの活動期間から、リソスフェアの引張による薄化が小さすぎたため、アセノスフェアの減圧溶融が起こらなかったと考察している。この考え方によると、リソスフェアは、少なくとも 150 km の厚さがあつたことになる。

前述のモデルによりパラナ洪水玄武岩類の形成について取りまとめると、次のとおりである。

Siberian Trap や Deccan 洪水玄武岩とは異なり、パラナ・エテンデカ洪水玄武岩の形成に関与した Tristan プリュームは、熱の伝導によりリソスフェアの溶融を引き起こしただけである (Turner et al., 1996)。そのため、Tristan プリュームや MORB の様なアセノスフェア物質の関与は、パラナ及びエテンデカ洪水玄武岩類では少なく、大陸のリソスフェアマントルの Fe が枯渇したソースが起源である (Hergt et al., 1991; Turner and Hawkesworth, 1995)。

そして、パラナベーズン北部の Pitanga・Paranapanema・Ribeira は、浅部において同一のマントルソースから連続的な部分溶融程度の違いにより形成した (Garland et al., 1996)。ただし、パラナ洪水玄武岩の後期ステージに活動した Esmeralda タイプのマグマのみ、アセノスフェアが溶融して形成したメルトが関与したが、これは、火成活動の後期には、リソスフェアの薄化が進み、アセノスフェアが減圧溶融したためと考えられる。

3-3-2 本調査によるパラナ洪水玄武岩類の分類と地化学的特徴

(1) Peate et al. (1992)によるパラナ洪水玄武岩類の分類方法の適用

Peate et al. (1992)は、主要元素・HFS 元素・LIL 元素含有量及び HFS・LIL 元素比で、溶岩を形成したマグマを6つのタイプに分類した。本調査の分析値の検討にあたり、まず、Peate et al. (1992)の分類に従って、採取した玄武岩溶岩を分類した。Peate et al. (1992)の分類を Fig. II-3-3-2 に、本調査の分析結果を Table II-3-3-1 に示す。分類にあたっては、Peate et al. (1992)と同様に、L.O.I. (Loss on Ignition) が 2.5 %を超える試料は、風化を受けたものとして除外した。実際に、L.O.I.が高い試料は、顕微鏡下において、セラドナイトやヘマタイトがよく観察された。また、Mg# (Magnesium number) の計算は、(Mg number: $100 \text{ Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{total}})$, $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} = 0.85$) により算出した。

高 Ti タイプのマグマに分類されるのは、Pitanga と Urubici で、低 Ti タイプマグマに分類されるのは、Gramado と Esmeralda である。ただし、高 Ti タイプと低 Ti タイプのマグマの他に、中間的な Ti 含有量を示すマグマタイプとして、Paranapanema と Ribeira が明瞭に区分されたため (Fig. II-3-3-5: Mg#-TiO₂ 図など)、“Intermediate Ti タイプ”として設定した。また、Paranapanema と Ribeira は、Ti 量がやや異なるだけで、その他の元素含有量や元素比に顕著な違いが認められなかったため、Paranapanema-Ribeira という名称で、1つのマグマタイプとした。

全般的な地化学的特徴として、高 Ti タイプマグマは HFS・LIL 元素に富み、Low-Ti タイプマグマは乏しい傾向がある (Fig. II-3-3-2)。

(2) 各マグマタイプの平面分布

Fig. II-3-3-3 に、Peate et al. (1992)を基に分類したパラナ洪水玄武岩類の溶岩及び貫入岩の平面分布を示す。

本調査によって分類された各マグマタイプの分布は、Peate et al. (1992)の示した分布と概ね一致する (Fig. II-3-3-3)。

各マグマタイプは、ベースン内において、それぞれ限られた分布範囲を示す。パラナベースン北部～北東部には、高 Ti タイプの Pitanga 溶岩と貫入岩が分布する。パラナベースン中央～やや南部には、高 Ti タイプの Pitanga と Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira の溶岩と貫入岩が分布する。パラナベースン南部には、低 Ti タイプの Gramado の溶岩及び貫入岩が分布する。そして、高 Ti タイプの Urubici と低 Ti タイプの Esmeralda は、パラナベースン南東部に分布する。従って、各マグマタイプの分布傾向は、北から順に、高 Ti タイプ、Intermediate Ti タイプ、そして低 Ti タイプとなる。

シルや岩脈は、近傍に分布する溶岩の化学組成と同じである (例えば、Ponta Grossa Arch など)。これは、同一のマグマが同じ場所で活動したことを示しており、地化学的に異なる特徴を示すマグマが、同一の場所で形成されたのではない。そのため、溶岩や貫入岩の地化学的特徴に地域性ができたと考えられる。従って、単一のマントルソースから形成したマグマの分化

Geochemical classification for the Paraná flood basalts (from Peate et al., 1992)

Peate et al., 1992	"High-Ti"				"Low-Ti"	
	Urubici	Pitanga	Parapananema	Ribeira	Esmeralda	Gramado
This survey	High-Ti	High-Ti	Intermediate-Ti	Intermediate-Ti	Low-Ti	Low-Ti
SiO ₂	> 49	> 47	48 - 53	49 - 52	48 - 55	49 - 60
TiO ₂	> 3.3	> 2.8	1.7 - 3.2	1.5 - 2.3	1.1 - 2	0.7 - 2.0
P ₂ O ₅	> 0.45	> 0.35	0.2 - 0.8	0.15 - 0.50	0.15 - 0.50	0.05 - 0.40
Fe ₂ O ₃ total	< 14.5	12.5 - 18	12.5 - 17	12 - 16	12 - 17	9 - 16
Sr	>550	>350	200 - 450	200 - 375	<250	140 - 400
Ba	>500	>200	200 - 650	200 - 600	90 - 400	100 - 700
Zr	>250	>200	120 - 250	100 - 200	65 - 210	65 - 275
Ti/Zr	> 57	> 60	> 65	>65	>60	>60
Ti/Y	>500	>350	>350	>300	<330	<330
Zr/Y	> 6.5	> 5.5	4.0 - 7	3.5 - 7.0	2.0 - 5.0	3.5 - 6.5
Sr/Y	> 14	> 8	4.5 - 15	5 - 17	< 9	<13
Ba/Y	> 14	> 9	5 - 19	6 - 19	< 12	<19
Content of HFS elements	High				Low	
Content of LIL elements	High				Low	

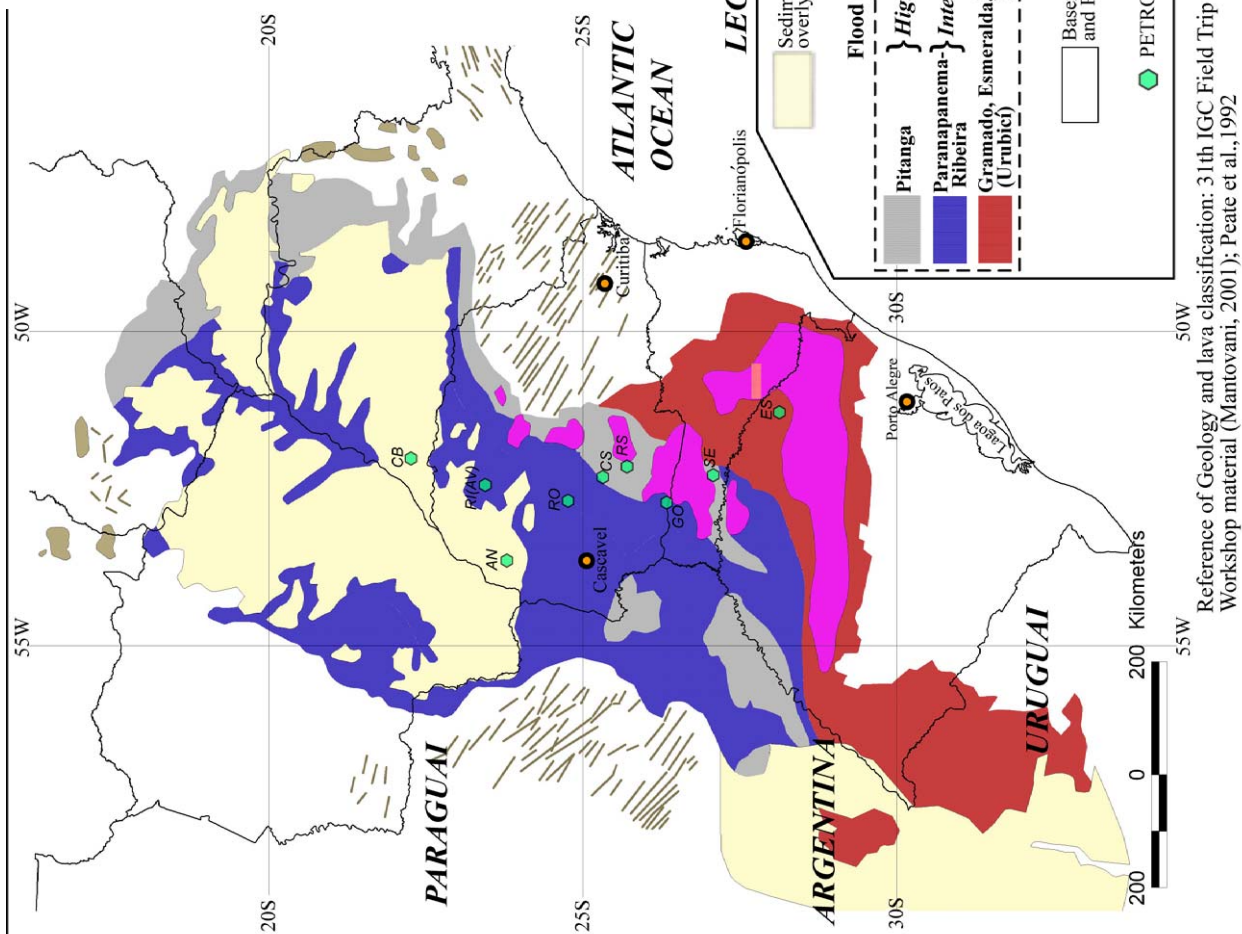


Fig. II-3-3-2 Geochemical classification for the Paraná flood basalts (after Peate et al., 1992)

Table II-3-3-2 Analytical results of major, trace and metal elements for the Paraná flood basalts in this survey

Lava type	Low-Ti			Intermediate-Ti			High-Ti			
	Gramado	Esmeralda	Parapanama-Ribeira	Pitanga	Urubici					
Number of samples	44	25	133	80	8					
	Average	Range	Average	Range	Average	Range	Average	Range		
Major elements (wt%)										
SiO ₂	54.52	51.65-57.70	52.48	50.14-56.30	51.16	49.65-53.90	51.34	48.57-55.10	51.76	50.50-53.70
Al ₂ O ₃	13.89	12.67-15.80	13.46	12.28-14.90	13.03	11.87-14.00	12.58	10.46-13.30	13.17	12.88-13.40
Fe ₂ O ₃	12.33	9.77-14.40	13.79	11.18-16.10	14.73	11.22-16.30	15.08	12.36-17.90	13.29	12.05-14.20
MnO	0.18	0.15-0.20	0.21	0.17-0.30	0.21	0.16-0.30	0.21	0.16-0.30	0.17	0.15-0.20
MgO	4.89	2.26-8.30	5.27	3.06-7.20	5.31	3.64-6.6	4.30	2.86-6.80	4.53	4.15-5.40
CaO	8.43	5.96-11.70	9.46	6.84-11.80	9.36	7.47-10.80	8.11	5.70-9.60	7.97	7.46-8.20
Na ₂ O	2.65	2.08-3.40	2.59	2.28-3.00	2.55	2.25-3.40	2.79	2.33-3.40	2.83	2.56-3.70
K ₂ O	1.55	0.61-2.80	1.04	0.34-2.40	1.10	0.47-2.00	1.51	0.72-3.30	1.94	1.65-2.60
TiO	1.36	0.79-1.90	1.49	1.03-2.00	2.26	1.65-3.50	3.56	2.69-4.10	3.82	3.35-4.20
P ₂ O ₅	0.20	0.09-0.30	0.18	0.12-0.30	0.28	0.18-0.90	0.52	0.32-0.80	0.52	0.46-0.60
Mg #	64.0	43.4-79.8	63.3	48.3-74.9	62.5	51.3-70.5	56.9	47.3-66.7	61.3	58.4-66.3
Trace elements (ppm)										
Ba	369	146-717	232	114-355	332	233-682	521	378-1020	636	561-720
Sr	219	126-349	175	140-216	302	218-520	464	317-676	700	571-837
Y	32	17-53	32	21-43	35	24-62	39	29-54	35	33-39
Zr	153	70-245	124	80-172	162	113-239	256	191-378	291	257-340
Nb	12	7-18	9	5-13	14	10-23	24	18-31	27	22-31
Ti/Zr	54	39-71	74	63-102	84	71-106	85	43-118	79	72-92
Ti/Y	261	167-314	278	254-324	397	217-592	549	302-714	654	535-757
Zr/Y	5	4-6	4	3-5	5	2-6	7	5-8	8	7-9
Sr/Y	7	3-11	6	4-9	9	4-17	12	7-20	20	16-25
Ba/Y	12	8-20	7	4-11	10	6-17	13	11-27	18	16-20
Cu	126.00	58-295	177	132-251	218	78-711	57	47-67	157	128-226
Ni	66.00	<1-400	75	<1-361	43	14-87	155	28-1315	151	40-225
Pd (ppb)	6.50	0.2-33.4	10.1	<0.2-18.8	14.3	<0.2-41.3	4.5	<0.2-28.4	6.0	<0.1-8.6
Pt (ppb)	5.50	0.4-14.7	7.1	2.3-15.2	7.9	<0.2-22.8	2.2	<0.2-11.2	4.7	<0.1-7.3
Au (ppb)	5.00	<2.0-69.0	3.0	<2.0-18.0	4.0	<2.0-22.0	2.0	<2.0-13.0	3.0	<2.0-5.0
Isotope										
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.51219	0.51213-0.51226	0.51229	0.51220-0.51241	0.51228	0.51224-0.51235	0.51231	0.51225-0.51281	0.51230	0.51228-0.51232
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70947	0.70857-0.71022	0.70709	0.70619-0.70903	0.70581	0.70560-0.70603	0.70586	0.70548-0.70654	0.70519	0.70512-0.70526
ε Nd	-8.7	-9.8 - -7.5	-6.8	-8.5 - -4.4	-7.1	-7.7 - -5.6	-6.4	-7.7 - -3.4	-6.5	-6.9 - -6.2
ε Sr	70.5	57.8 - 81.2	36.7	23.9 - 64.4	18.6	15.6 - 21.7	19.3	13.9 - 29.0	9.8	8.8 - 10.8

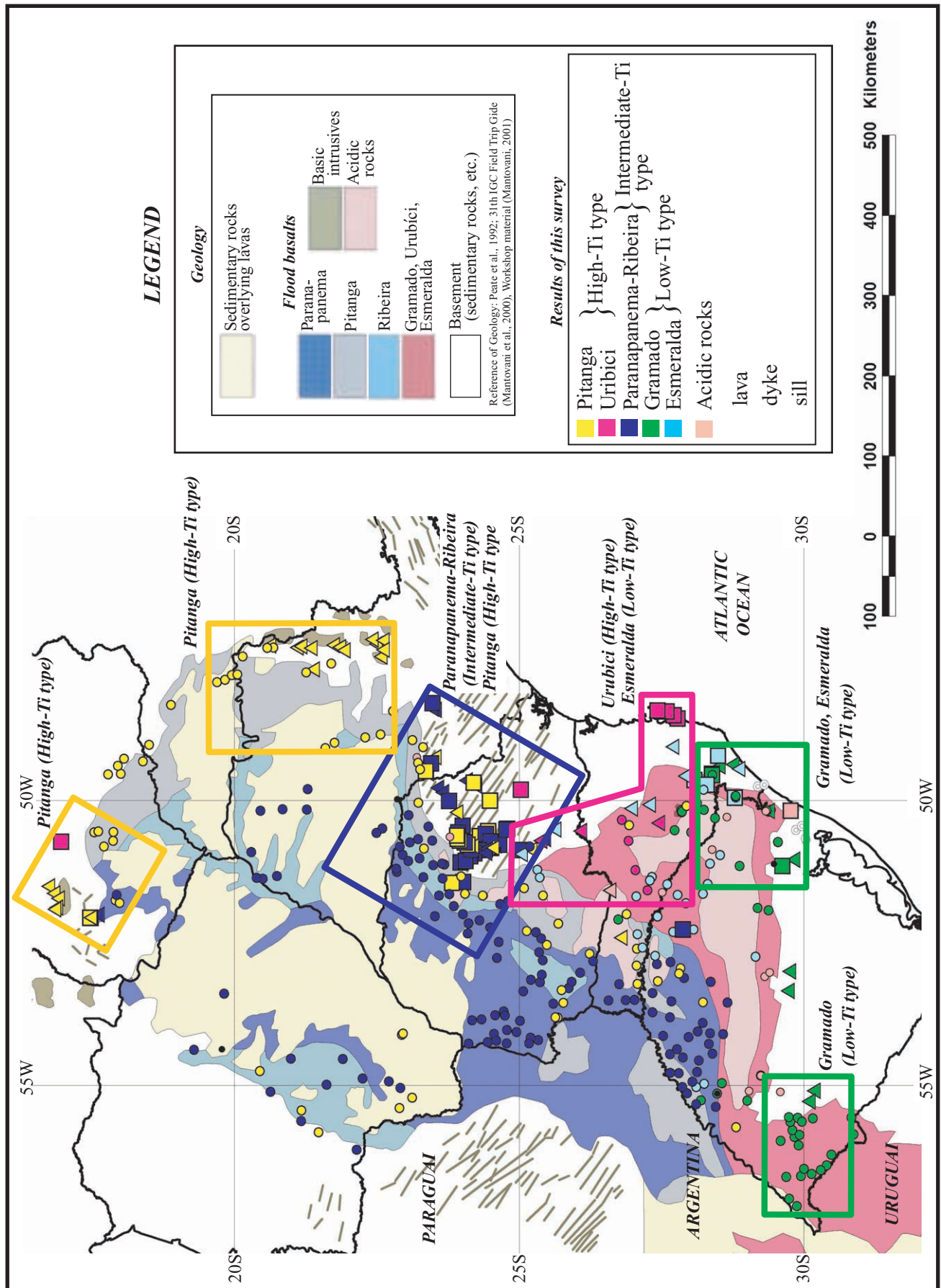


Fig. II-3-3-3 Distribution of geochemically classified lava and intrusion in the Paraná flood basalts

や、同一のマグマ形成機構によりパラナ洪水玄武岩類の生成を論じることは、不自然である。

各マグマタイプの分布境界には、隣接する異なったマグマタイプの溶岩が重複して分布する場所があり、異なるマグマタイプが累重する。例えば、Ponta Grossa Arch では、高 Ti タイプの Pitanga と Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira の両タイプの溶岩や岩脈の活動が認められる。同様に、調査地域中央～南部にかけては、Pitanga、Paranapanema-Ribeira、Gramado 及び Esmeralda が混在する。この様に、異なるマグマタイプの活動が、同一の場所で認められることから、異なるタイプのマグマ生成が、漸移的に行われたと考えられる。

(3) 主成分元素の特徴

Fig. II-3-3-4 にパラナ洪水玄武岩類の溶岩の AFM ダイアグラムと SiO_2 -Alkali 図を示す。パラナ洪水玄武岩類の溶岩は、非アルカリ岩に分類され (Fig. II-3-3-4 (B))、ソレイト系列に属する (Fig. II-3-3-4 (A))。大部分の玄武岩試料は玄武岩から安山岩に分類され、酸性岩試料は、デイサイトから流紋岩に分類される (Fig. II-3-3-4 (C))。

Mg#を横軸に、それぞれ主要元素の SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O を縦軸にとったダイアグラムを Fig. II-3-3-5～Fig. II-3-3-7 に示す。各ダイアグラムとも、結晶分化によるトレンドが明瞭である。

低 Ti タイプマグマは、高い Mg#を示し、しかも値の範囲が広い (Gramado: ~ 79.8)。高 Ti タイプマグマは、低 Ti タイプマグマより低い Mg#値を示し (Pitanga: ~ 66.7 , Urubici ~ 66.3)、そして値の範囲が狭い。これは、高 Ti タイプマグマの方が、結晶分化が進行していることを示している可能性がある。

SiO_2 量は、低 Ti タイプマグマが高い値を示す。特に Gramado が最も SiO_2 量が高く (SiO_2 : Max 57.7%)、しかも分化の程度に関係なく含有量の変化が大きい。同様に Gramado は、各主要元素含有量の変化量が大きい特徴がある。

TiO_2 量と P_2O_5 量によって、高 Ti タイプ、Intermediate Ti タイプ及び低 Ti タイプは、明瞭に 3 タイプに分けられ、しかも、それぞれ異なる分化トレンドを示す。これは、異なるマグマタイプであることを示しており、同一のマグマから結晶分化により形成したとは考え難い。

Mg#の減少、つまり分化の進行に伴い、 Al_2O_3 量と CaO 量が減少するトレンドは、顕微鏡観察による斑晶の組み合わせから、輝石+斜長石の分別による影響を示していると考えられる。

(4) 微量元素 (HFS・LIL 元素) の特徴

Mg#を横軸に、それぞれ Nb, Zr, Y, Rb, Sr, Ba, Th, U, La を縦軸にとったダイアグラムを Fig. II-3-3-8～II-3-3-10 に示す。各ダイアグラムに使用した微量元素はいずれも液相濃集度が高いもので、Sr を除き、分化に伴って濃集するトレンドを示す。特に、HFS 元素の Nb, Zr, Y は、分化トレンドが明瞭である。

Nb・Zr 量は、低 Ti タイプマグマの Esmeralda が最も低く、高 Ti タイプマグマの Pitanga と Urubici が高い値を示す。また、Nb と Zr は、高 Ti タイプ、Intermediate Ti タイプ、低 Ti タイプ

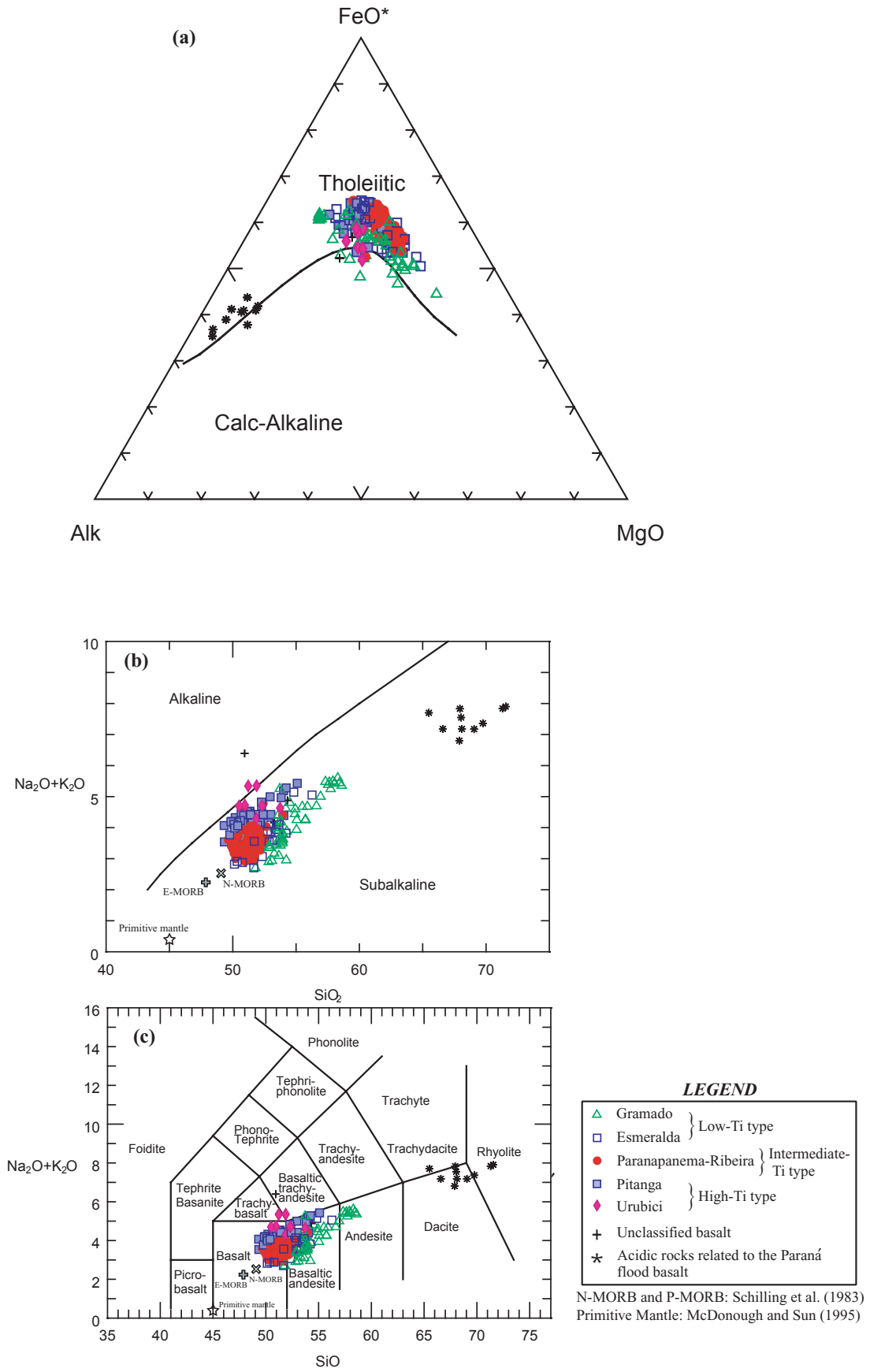
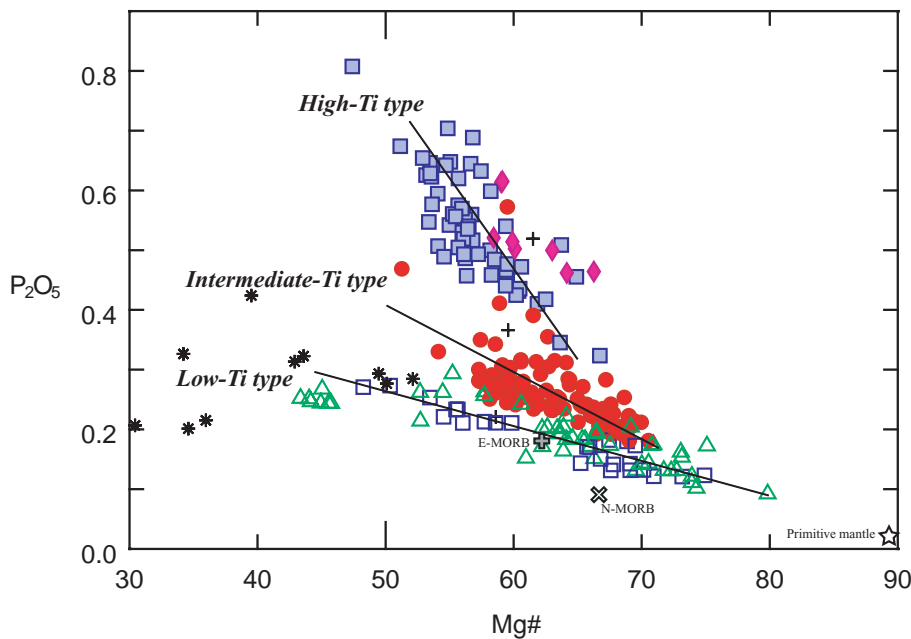
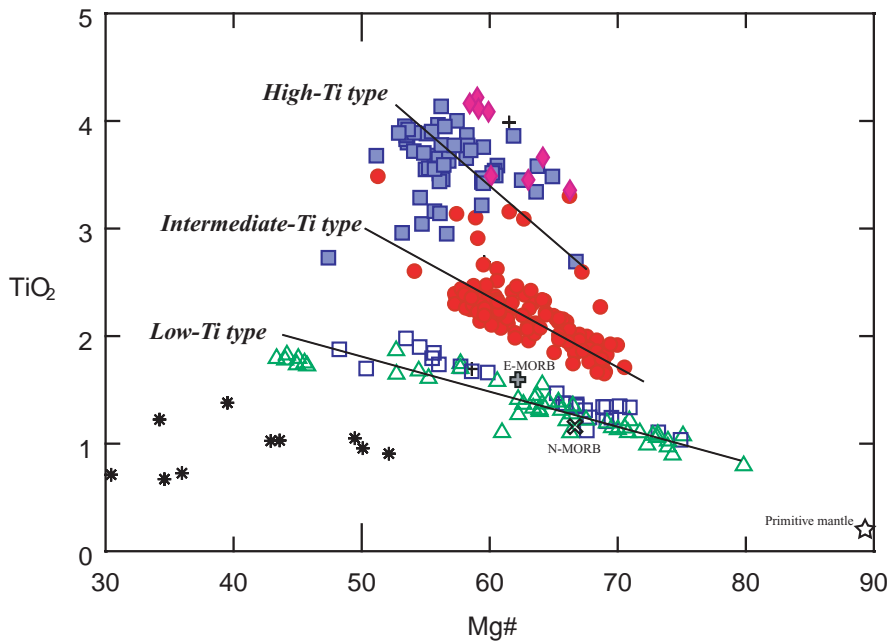
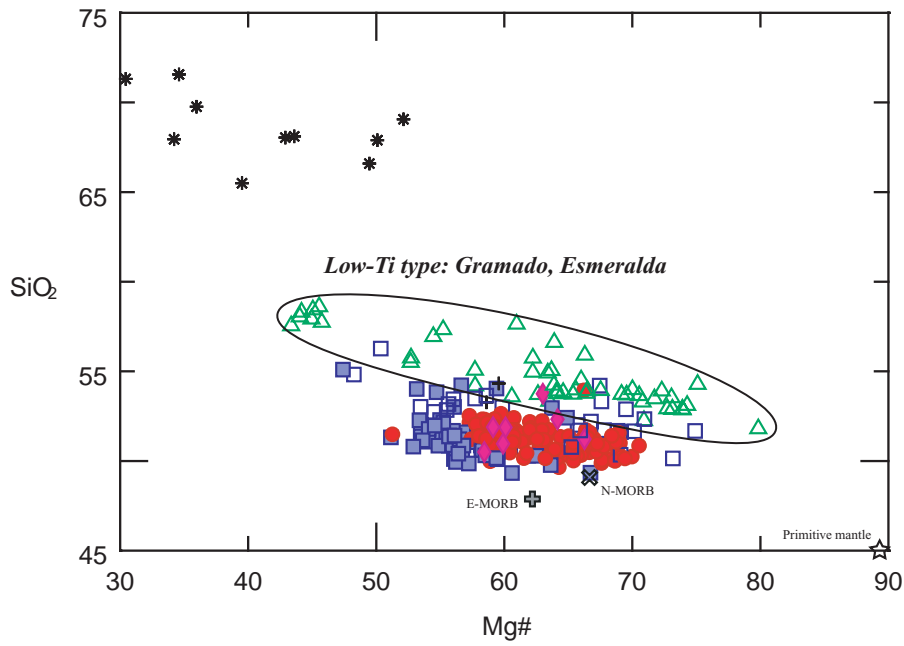


Fig. II-3-3-4 AFM diagram and SiO_2 vs. alkali diagram for the Paraná flood basalts

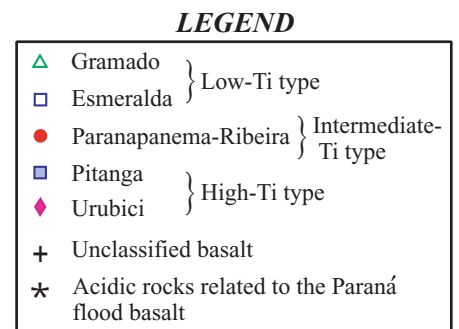
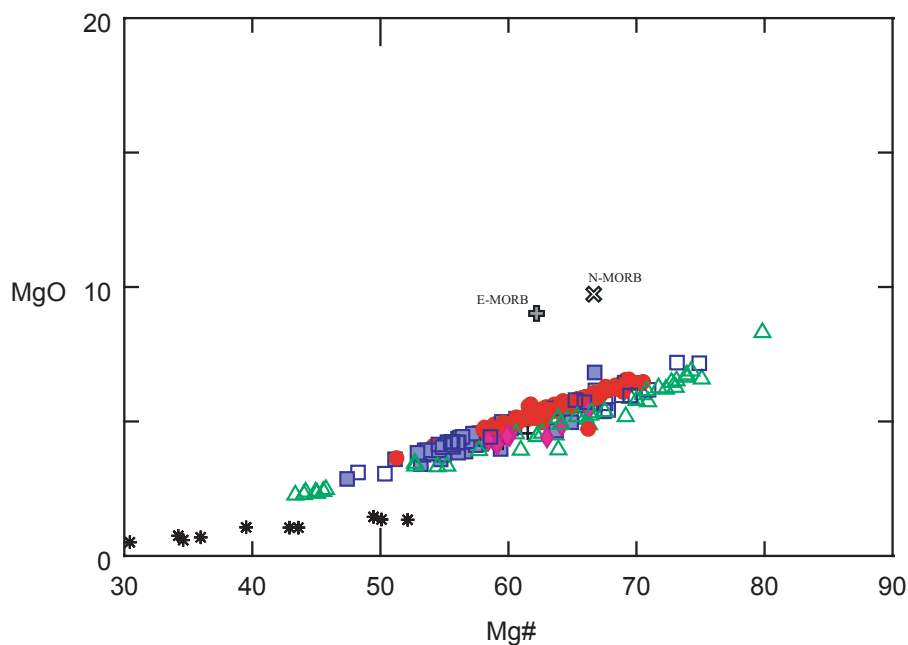
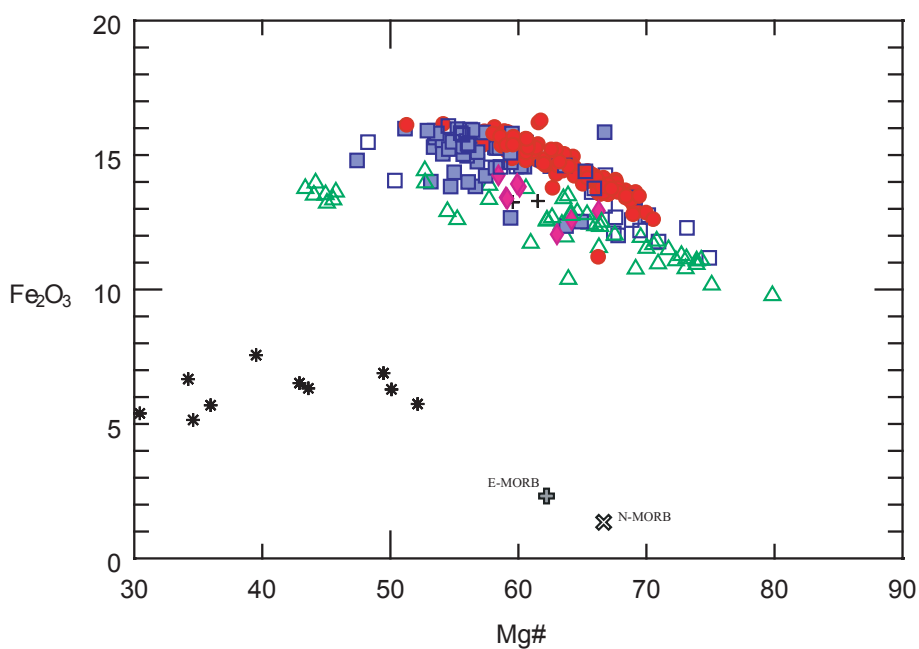
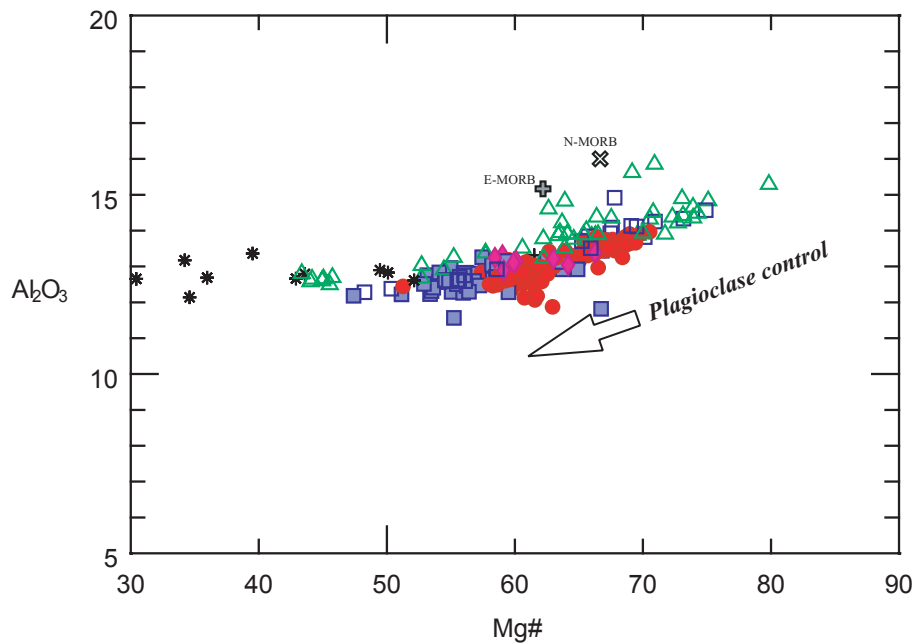


LEGEND

△	Gramado	} Low-Ti type
□	Esmeralda	
●	Paranapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
■	Pitanga	
◆	Urubici	} High-Ti type
+	Unclassified basalt	
*	Acidic rocks related to the Paraná flood basalt	

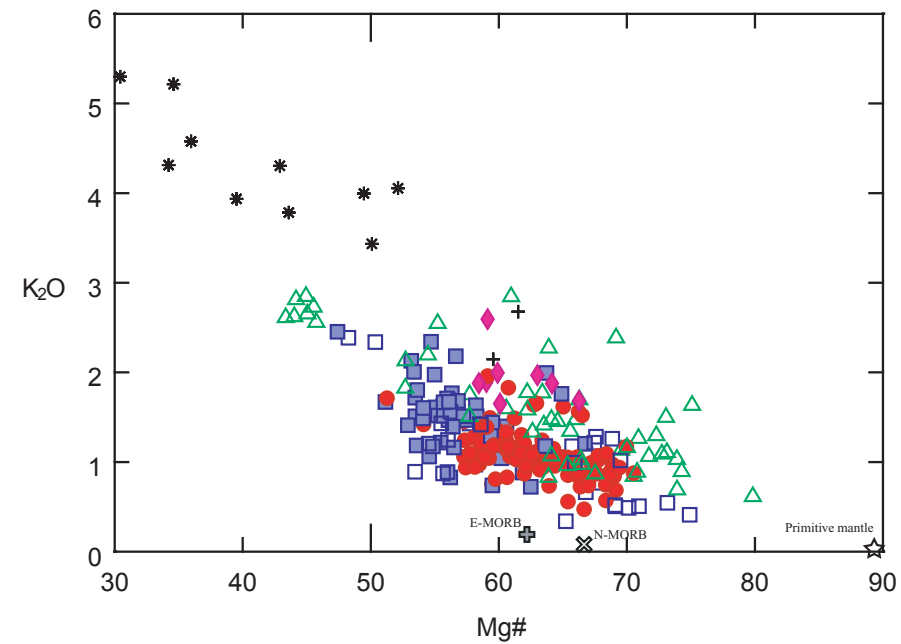
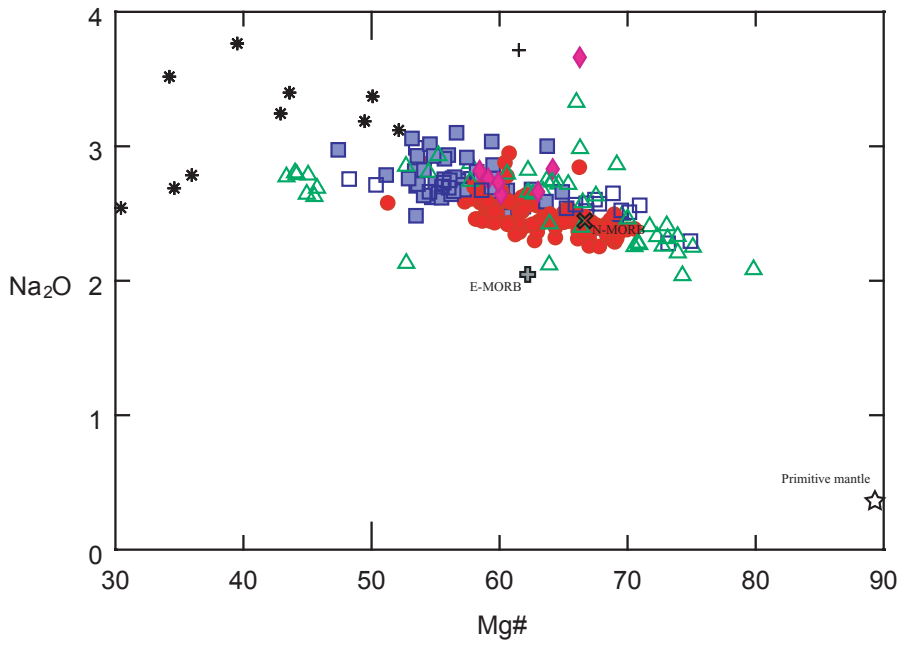
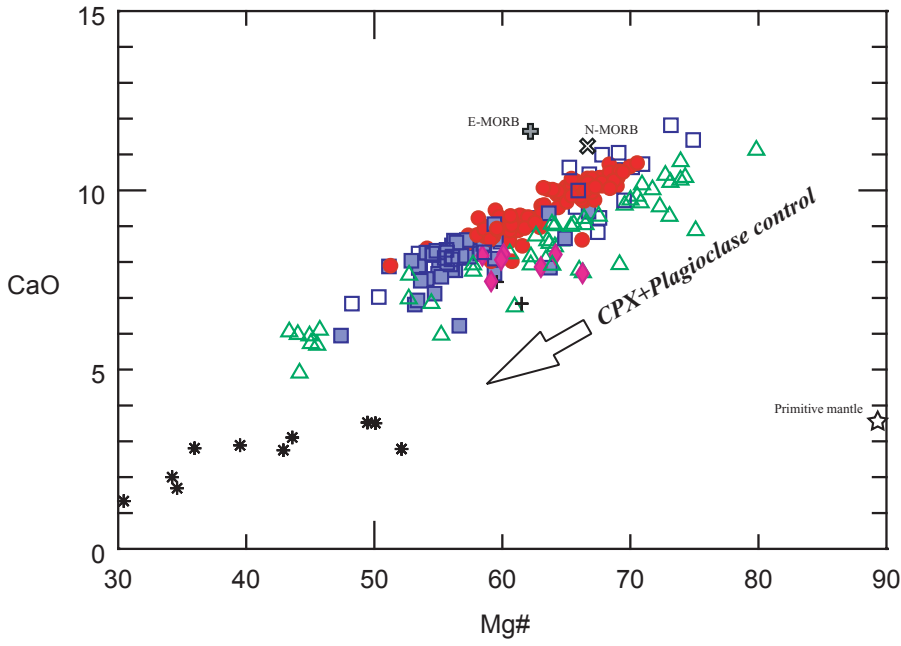
N-MORB and P-MORB: Schilling et al. (1983)
 Primitive Mantle: McDonough and Sun (1995)

Fig. II-3-3-5 Mg number vs. SiO₂, TiO₂ and P₂O₅ diagrams for lava samples



N-MORB and P-MORB: Schilling et al. (1983)
 Primitive Mantle: McDonough and Sun (1995)

Fig. II-3-3-6 Mg number vs. Al₂O₃, Fe₂O₃ and MgO diagrams for lava samples

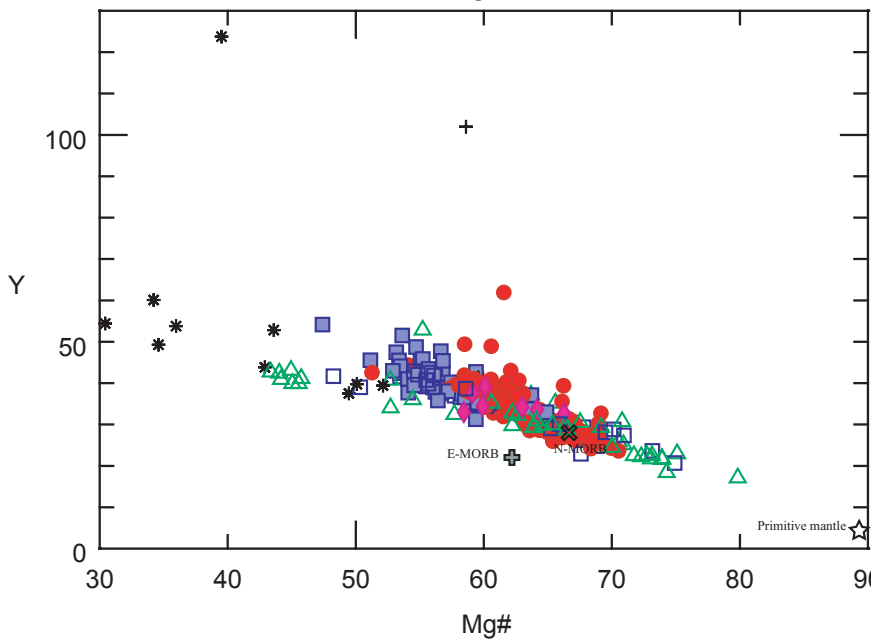
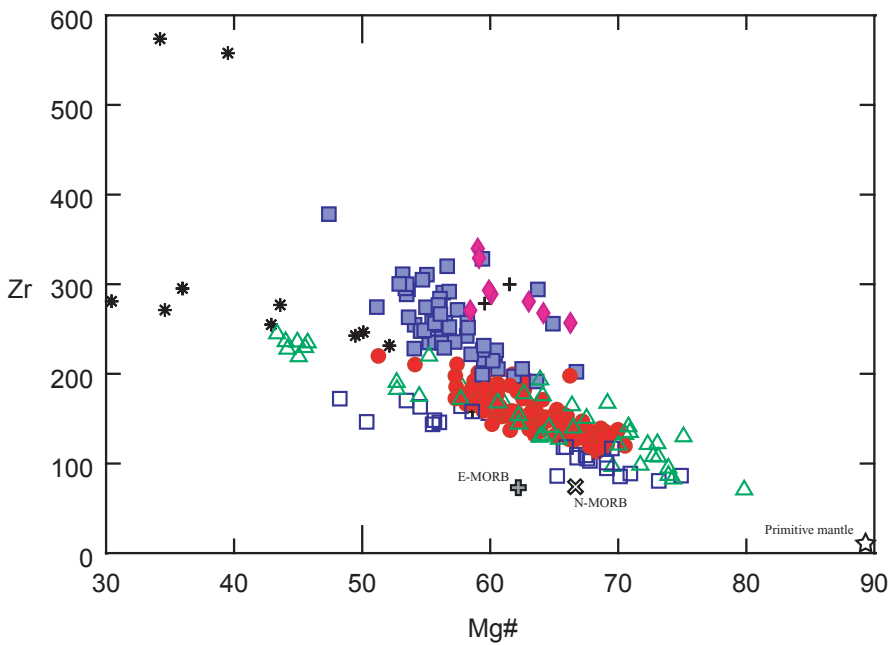
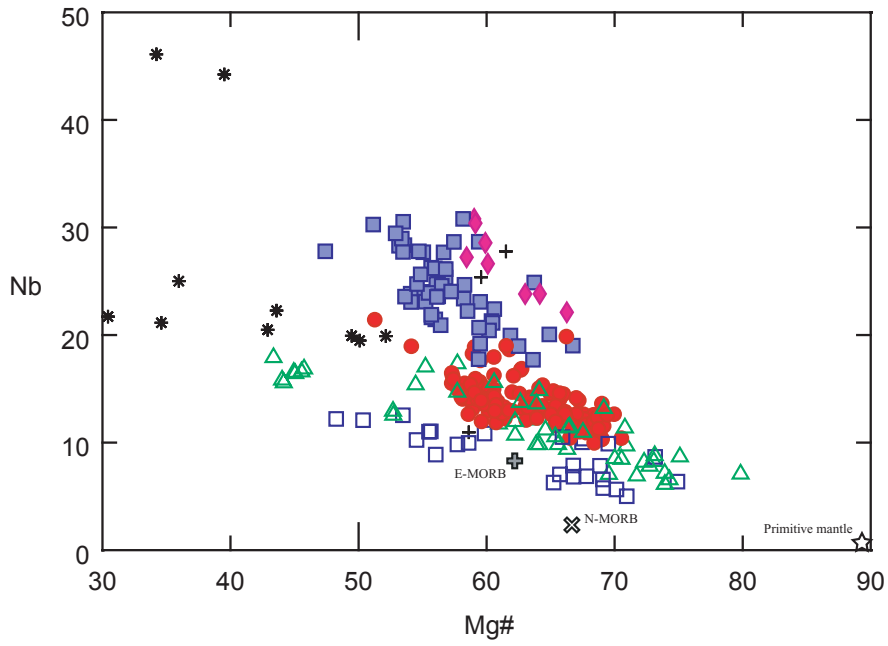


LEGEND

△	Gramado	} Low-Ti type
□	Esmeralda	
●	Parapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
■	Pitanga	
◆	Urubici	} High-Ti type
+	Unclassified basalt	
*	Acidic rocks related to the Paraná flood basalt	

N-MORB and P-MORB: Schilling et al. (1983)
 Primitive Mantle: McDonough and Sun (1995)

Fig. II-3-3-7 Mg number vs. CaO, Na₂O and K₂O diagrams for lava samples



LEGEND

△ Gramado	} Low-Ti type
□ Esmeralda	
● Paranapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
□ Pitanga	
◆ Urubici	} High-Ti type
+	Unclassified basalt
*	Acidic rocks related to the Paraná flood basalt

N-MORB and P-MORB: Schilling et al. (1983)
 Primitive Mantle: McDonough and Sun (1995)

Fig. II-3-3-8 Mg number vs. Nb, Zr and Y diagrams for lava samples

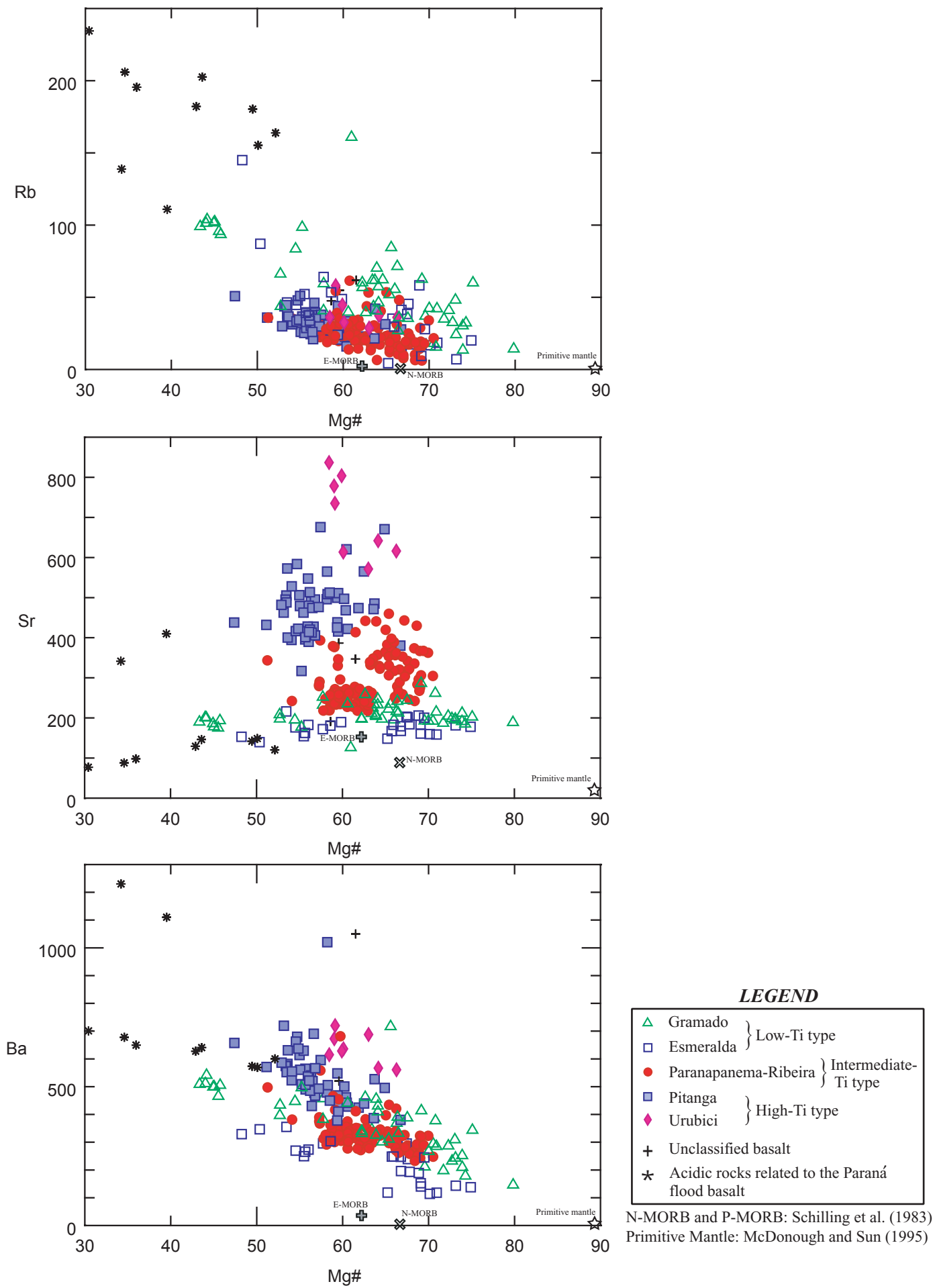
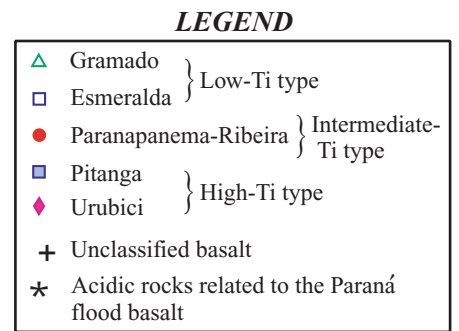
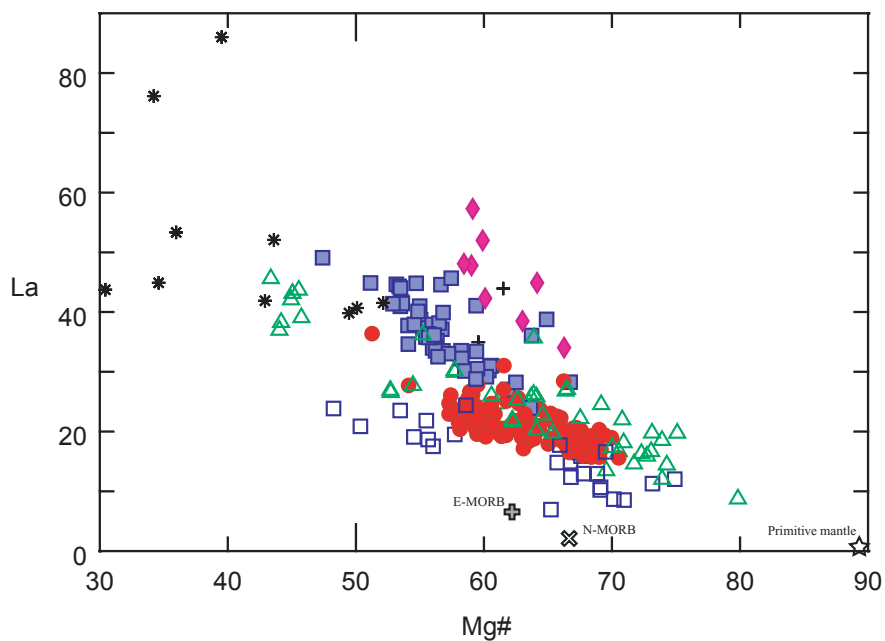
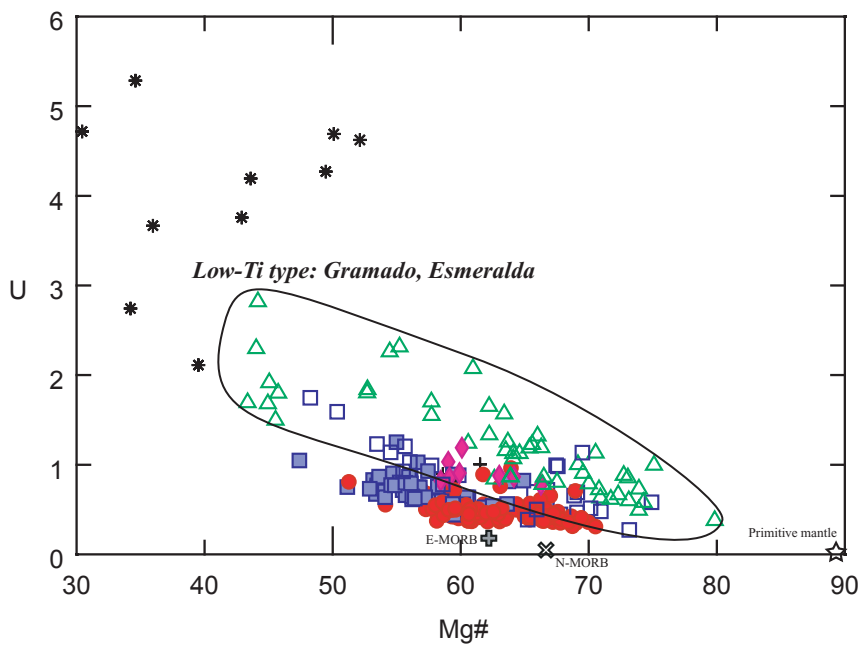
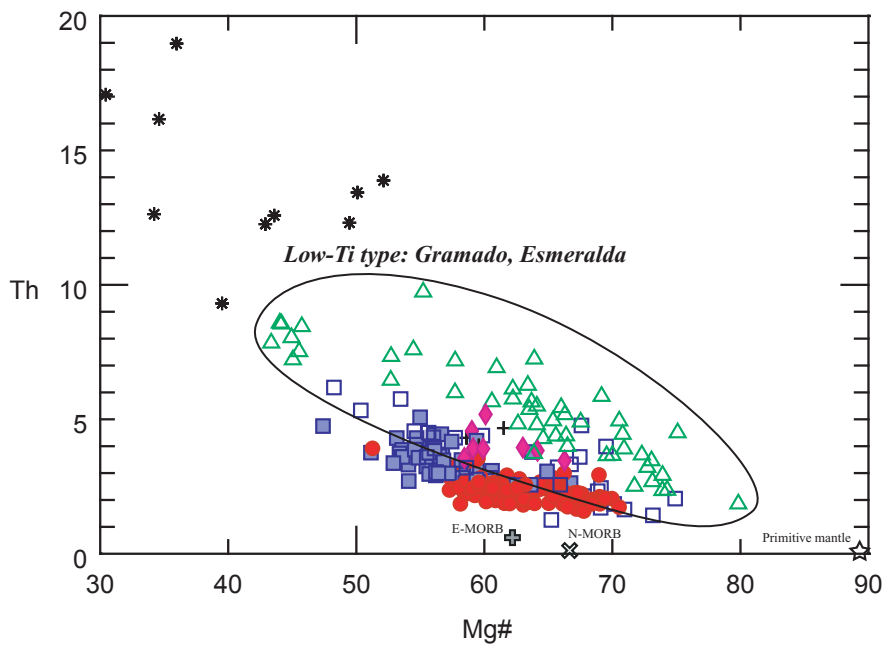


Fig. II-3-3-9 Mg number vs. Rb, Sr and Ba diagrams for lava samples



N-MORB and P-MORB: Schilling et al. (1983)
 Primitive Mantle: McDonough and Sun (1995)

Fig. II-3-3-10 Mg number vs. Th, U and La diagrams for lava samples

の3つのマグマタイプが、それぞれ異なった分化トレンドを示す (Fig.II-3-3-8)。これは、主要元素の TiO_2 や P_2O_5 と同様に、それぞれ、異なるマグマタイプであることを示唆する。

LIL 元素の Rb, Sr, Ba は、HFS 元素ほど、明瞭な分化トレンドを示さない。ただし、HFS 元素と同様に、高 Ti タイプマグマの Pitanga 及び Urubici は、高い Sr, Ba 値を示す傾向がある。同様に、高 Ti タイプマグマは、高い La 値を示す。これらは、不適合元素に富化したソースの特徴を反映しているのかもしれない。

低 Ti タイプの Gramado は、他のマグマタイプと比較して、微量元素含有量に富み、且つ値の範囲が広い特徴がある。特に LIL 元素の Rb や Th, U 値は、この傾向が顕著である。これは、後述の様に、Rb, Th, U を多く含有する堆積岩類や花崗岩類から構成される上部地殻の混染の影響を示す可能性がある。

(5) 微量元素 (親鉄・親銅元素) の特徴

Mg#を横軸に、Cu, Ni, Au, Pt, Pd, Pt+Pd をそれぞれ縦軸にとったダイアグラムを Fig. II-3-3-11 ~II-3-3-12 に示す。

Ni 量の変化トレンドは、分化初期 (Mg#=70 まで) に Ni が分配するカンラン石の分別が起こり、その後、輝石+斜長石の晶出に変化したことを示している (Fig.II-3-3-11)。また、高 Ti タイプの Pitanga は、主に、分化が進行した領域にプロットされる。

Intermediate-Ti タイプマグマの Paranapanema-Ribeira は、高い Cu, Pt, Pd 値を示す (Cu: Max 711 ppm; Pt: Max22.8 ppb; Pd: Max41.3 ppb)。この値は、Noril'sk 鉱床周辺に分布する溶岩と同程度かそれ以上に高い Pt, Pd 値である (Brügman et al.,1993; Tukulonsky: Pt: 9.0-13.0 ppb, Pd: 9.0-13.0 ppb)。また、Paranapanema-Ribeira は、分化の進行により、Pt 量が減少するトレンドを示す。

低 Ti タイプ Esmeralda と高 Ti タイプの Urubici も、Paranapanema-Ribeira 程ではないが、比較的高い Cu, Pt, Pd 値を示す

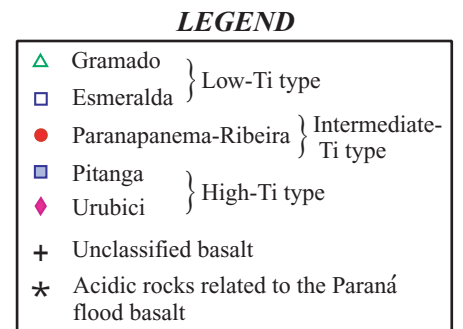
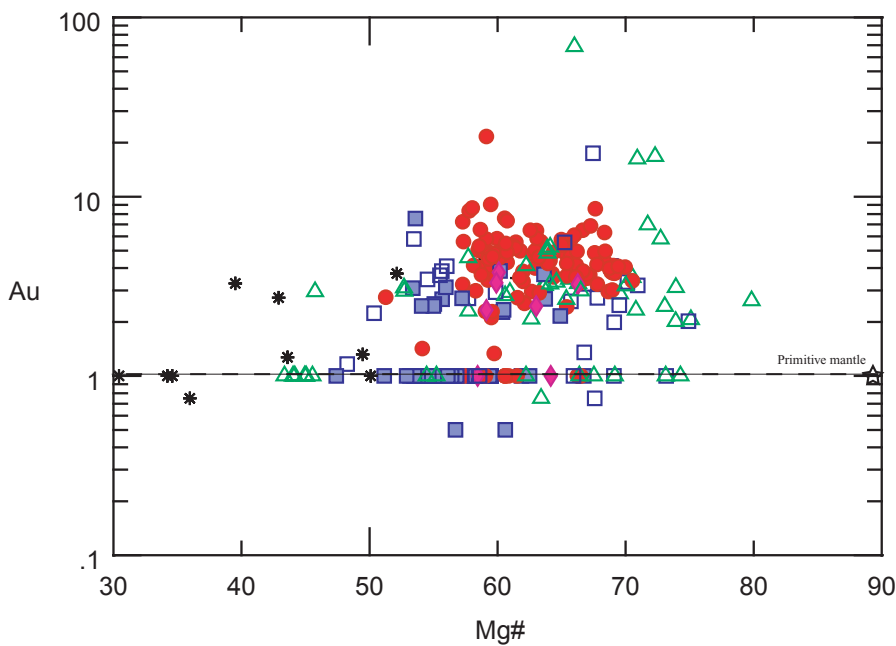
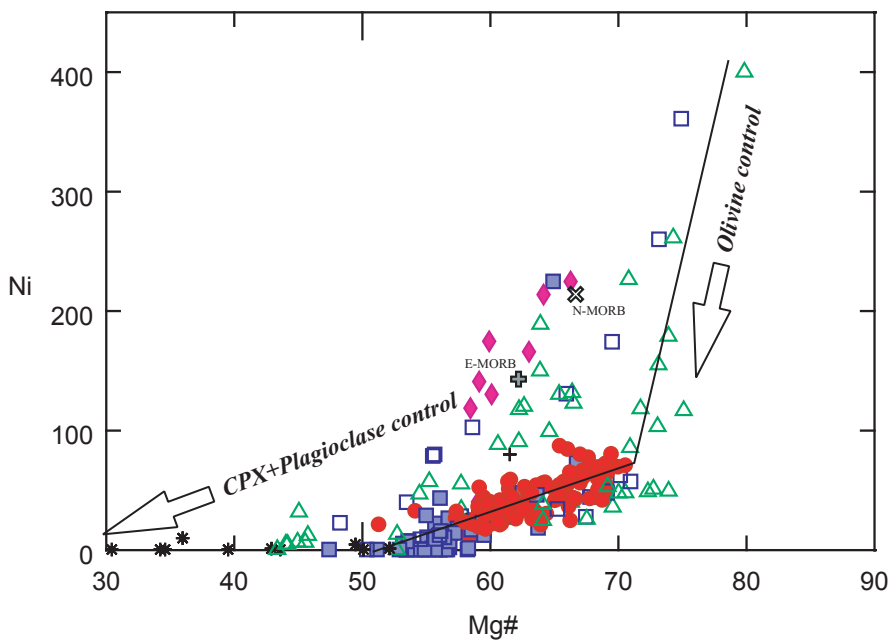
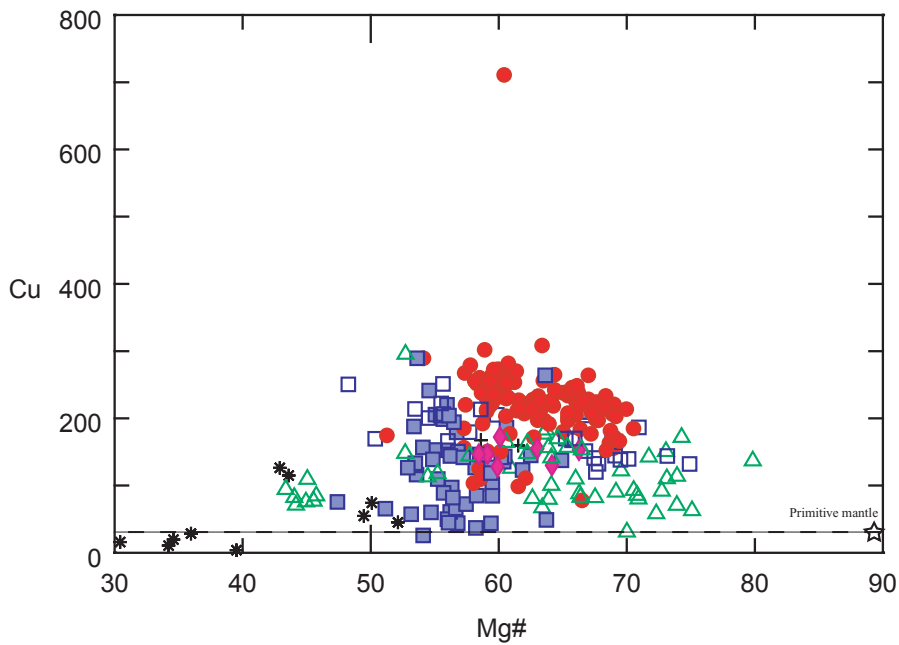
高 Ti タイプマグマの Pitanga と低 Ti タイプマグマの Gramado は、分化とは関係なく広範囲の Cu, Pt, Pd 値を示し、Cu, Pt, Pd 量が非常に乏しい試料から Paranapanema-Ribeira と同様に非常に富む試料まで、変化量が大きい。

(6) 微量元素 (親鉄・親銅元素) の平面分布

溶岩および貫入岩試料に含まれる Cu, Au, Pt, Pd 量について、平面的な分布傾向を検討した。図面へのプロットに使用した閾値は、各元素のヒストグラム (Fig. II-3-3-13) と累積頻度分布曲線 (Fig. II-3-3-14) から決定した。

Cu の特徴 (Fig. II-3-3-15)

全体に比較的高い値 (Cu: 200~350 ppm) を示す。に認められる。特に Cu: 350 ppm を超える試料は、パラナベズン中央付近の Intermediate Ti タイプマグマの Paranapanema-Ribeira 溶岩と Ponta Grossa Arch の岩脈中に分布する。



N-MORB and P-MORB: Schilling et al. (1983)
 Primitive Mantle: McDonough and Sun (1995)

Fig. II-3-3-11 Mg number vs. Cu, Ni and Au diagrams for lava samples

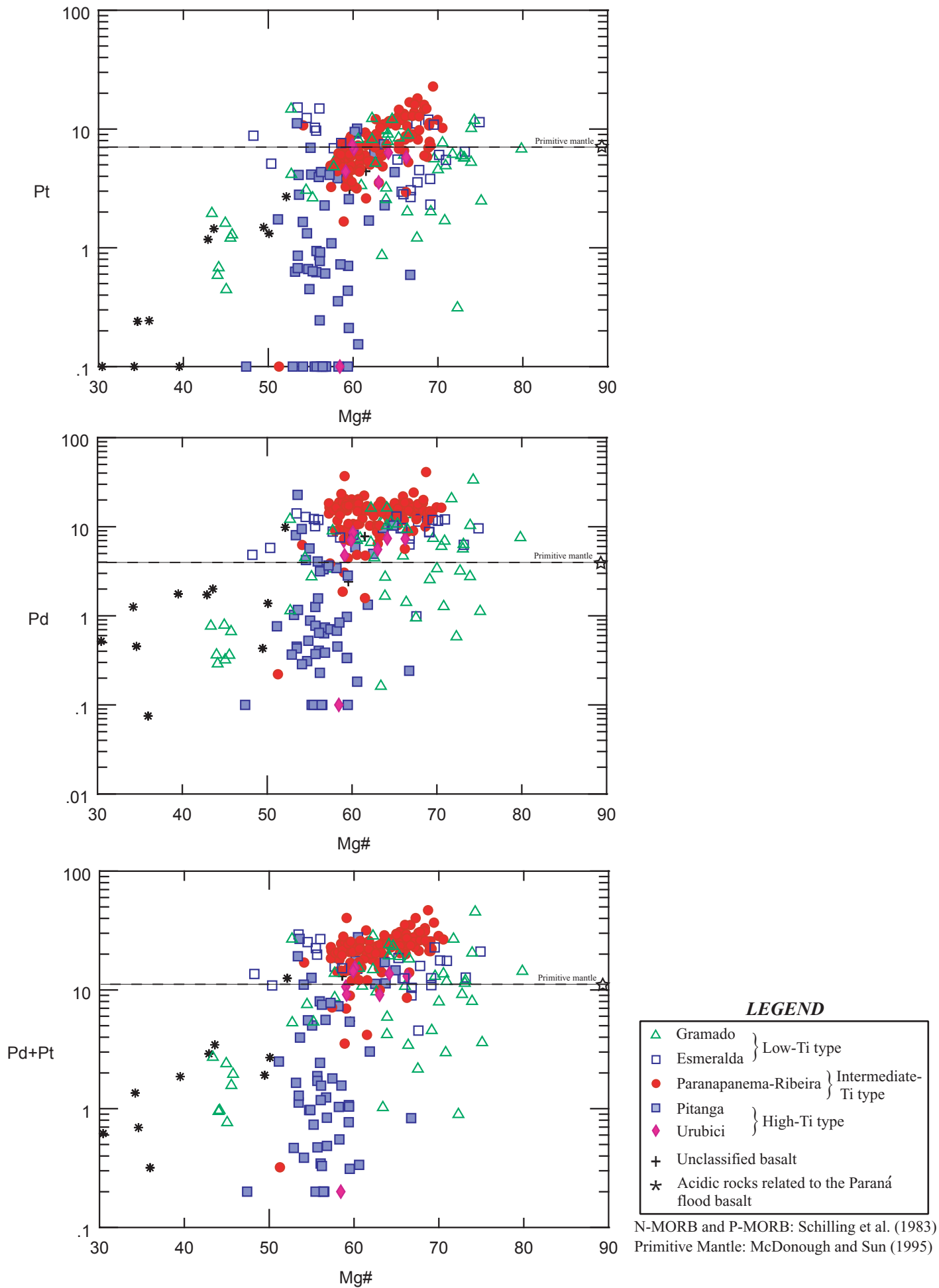


Fig. II-3-3-12 Mg number vs.Pt, Pd and Pt+Pd diagrams for lava samples

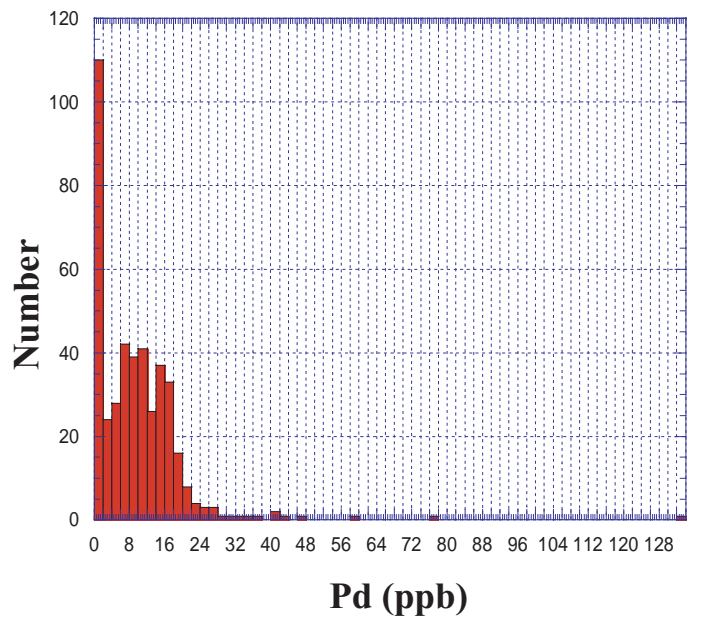
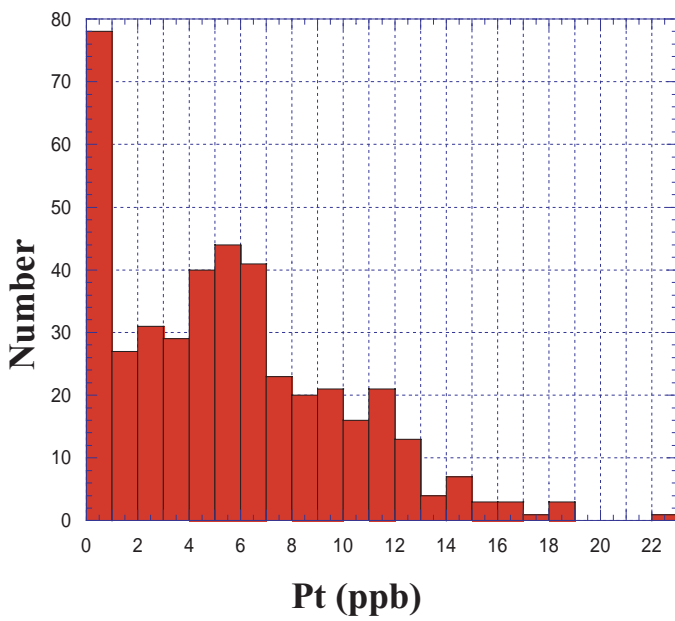
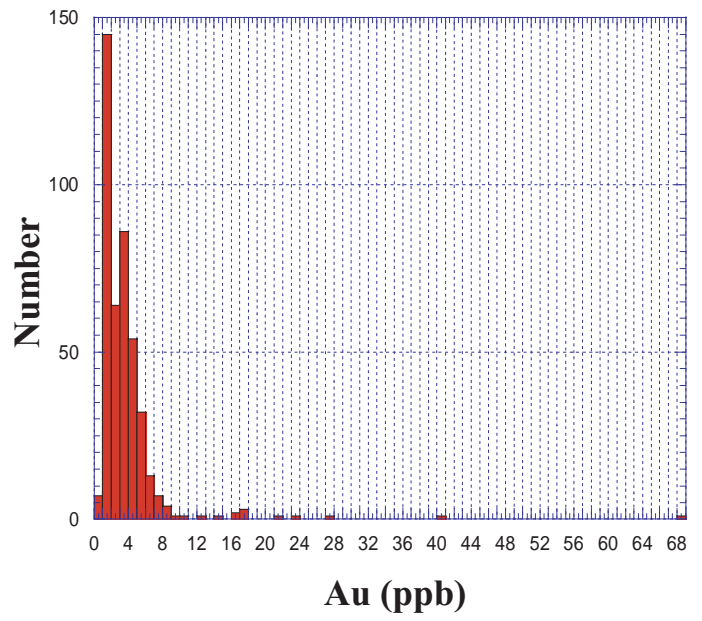
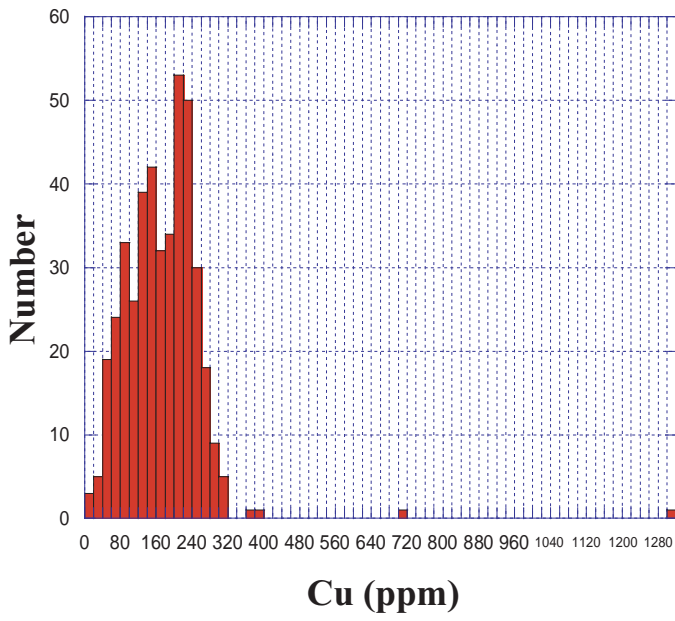


Fig. II-3-3-13 Histograms of Cu, Au, Pt and Pd contents for lava and intrusion of Parana flood basalt

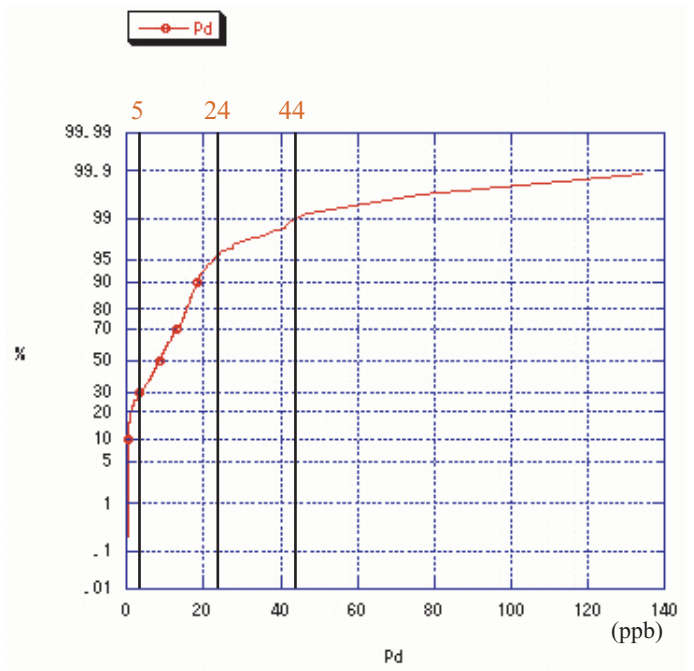
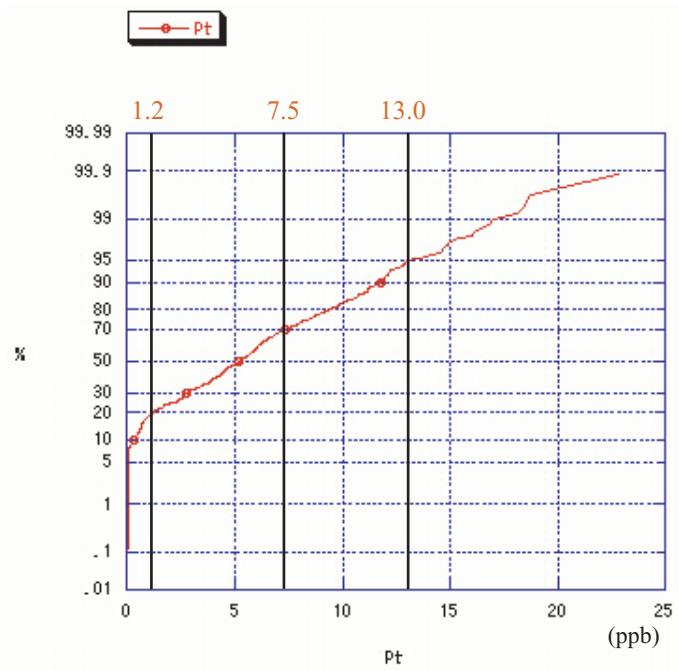
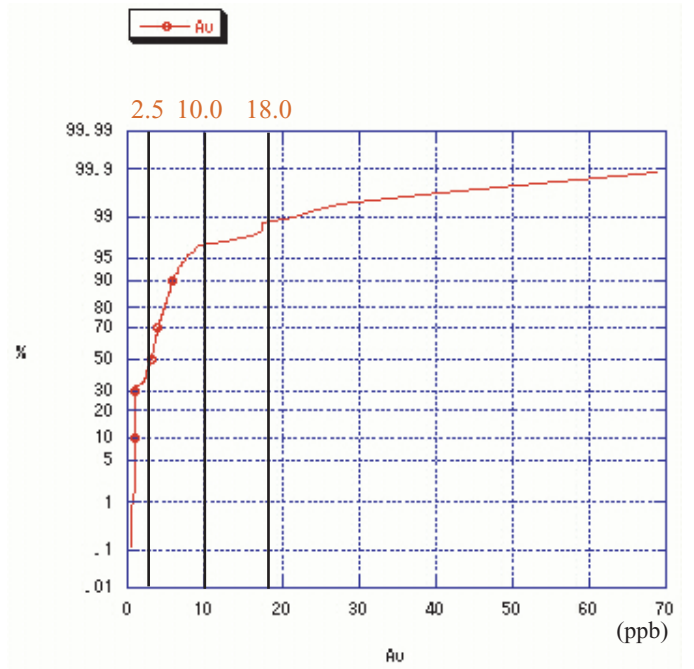
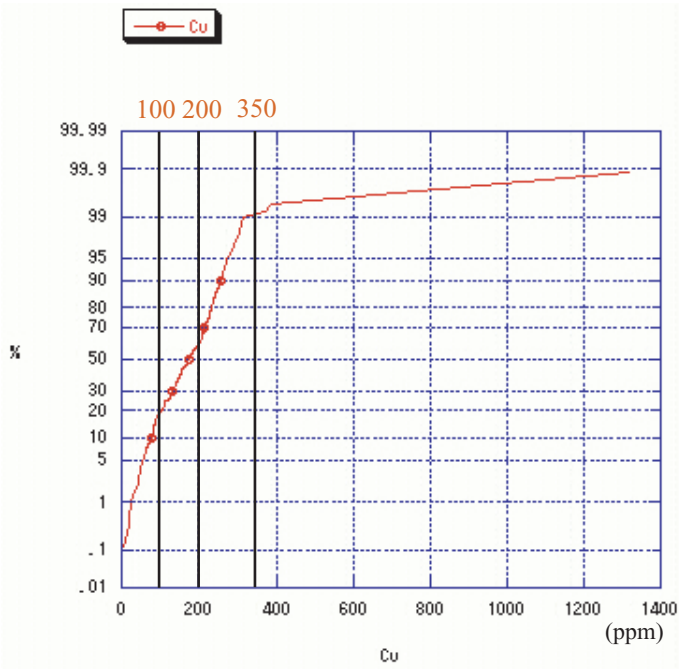


Fig. II-3-3-14 Decision of thresholds by accumulation frequency curve of transition and noble elements for lava and intrusion

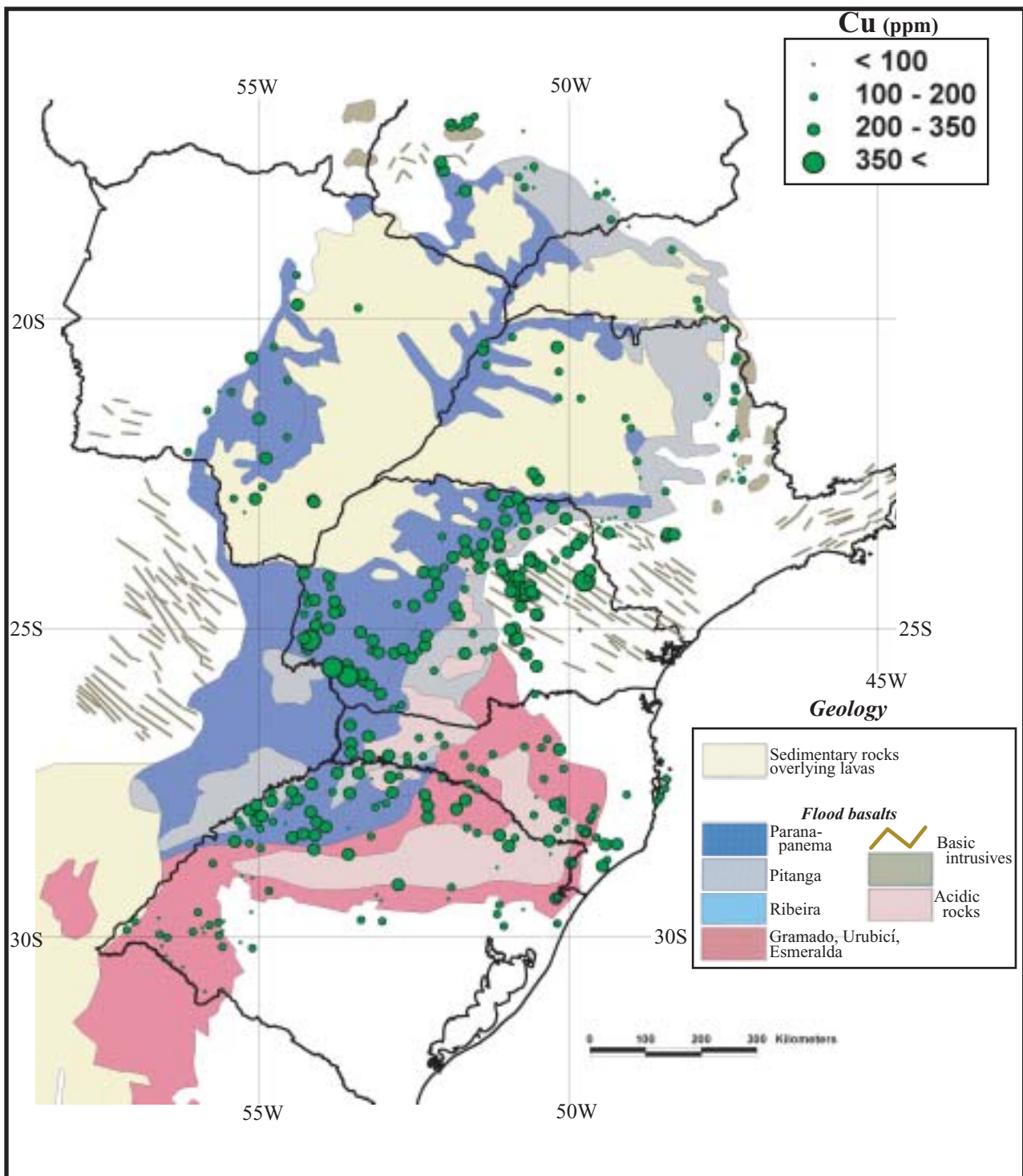


Fig. II-3-3-15 Distribution map of Cu contents of lava and intrusion samples in the Parana flood basalts

Au の特徴 (Fig. II-3-3-16)

全体に低い含有量を示す。Au: 18 ppb を超える試料は、パラナベーズン北東部のシル、Ponta Grossa Arch の岩脈、パラナベーズン中央部の Intermediate Ti タイプ Paranapanema-Ribeira 溶岩および南東部の低 Ti タイプマグマの Gramado 溶岩中に分布する。

Pt の特徴 (Fig. II-3-3-17)

全体に高い値を示し、Pt: 7.5 ppb を超える試料は、パラナベーズン全体の各マグマタイプ分布域に対し、散在する傾向を示す。Pt: 13 ppb を超える試料は、Ponta Grossa Arch の岩脈、パラナベーズン中央～やや南部付近の Intermediate Ti タイプマグマの Paranapanema-Ribeira 溶岩分布域に集中する。また、パラナベーズン北部、北西部及び南東部にも、Pt: 13 ppb を超える試料が認められる。

Pd の特徴 (Fig. II-3-3-18)

全体に高い値を示し、Pd: 24 ppb を超える試料は、Ponta Grossa Arch の岩脈、パラナベーズン中央付近の Intermediate Ti タイプマグマの Paranapanema-Ribeira 溶岩分布域に集中する。特に Pd: 44 ppb を超える試料は、Ponta Grossa Arch の岩脈から得られている。

前述のように、高い Cu, Au, Pt, Pd 値を示す試料は、Ponta Grossa Arch の岩脈群とパラナベーズン中央付近 (Cascavel 周辺) の Intermediate Ti タイプマグマの Paranapanema-Ribeira 溶岩の分布域に集中する。

(7) 希土類元素の特徴

各マグマタイプの元素含有量の平均値に、最も近い値を示す試料を、各マグマタイプごとに 1 試料選んだ。その分析値をコンドライト、未分化マントル、N-MORB 及び E-MORB で規格化し、スパイダーダイアグラムを作成した (Fig. II-3-3-19)。

すべてのスパイダーダイアグラムにおいて、高 Ti、Intermediate Ti、低 Ti タイプマグマは、規格化値が明瞭に 3 つに分かれ、最も微量元素に富むのは、高 Ti タイプの Urubici で、最も乏しいのは、低 Ti タイプの Esmeralda である。また、すべてのマグマタイプが右下がりのトレンドを示し、HREE (重希土類元素: Dy, Ho, Er, Tm, Y, Yb, Lu) の含有量が、すべてのマグマタイプにおいて、ほぼ等しくなる。Urubici は他のマグマタイプと比べて、HREE の規格化値の減少がやや大きい傾向がある。一方、LREE (軽希土類元素) 側では、各マグマタイプ間の規格化値のバラツキが大きくなる。これは、ザクロ石が溶け残り岩として存在する状況下で、部分溶融によるメルト形成が行われている特徴である。従って、各元素の LREE 量の違いは、部分溶融程度の違いを反映している可能性がある。

不適合元素を始源マントル、NMORB 及び EMORB で規格化したスパイダーダイアグラムでは、すべてのマグマタイプにおいて、Nb の負の異常が認められた。これは、MORB の様な海

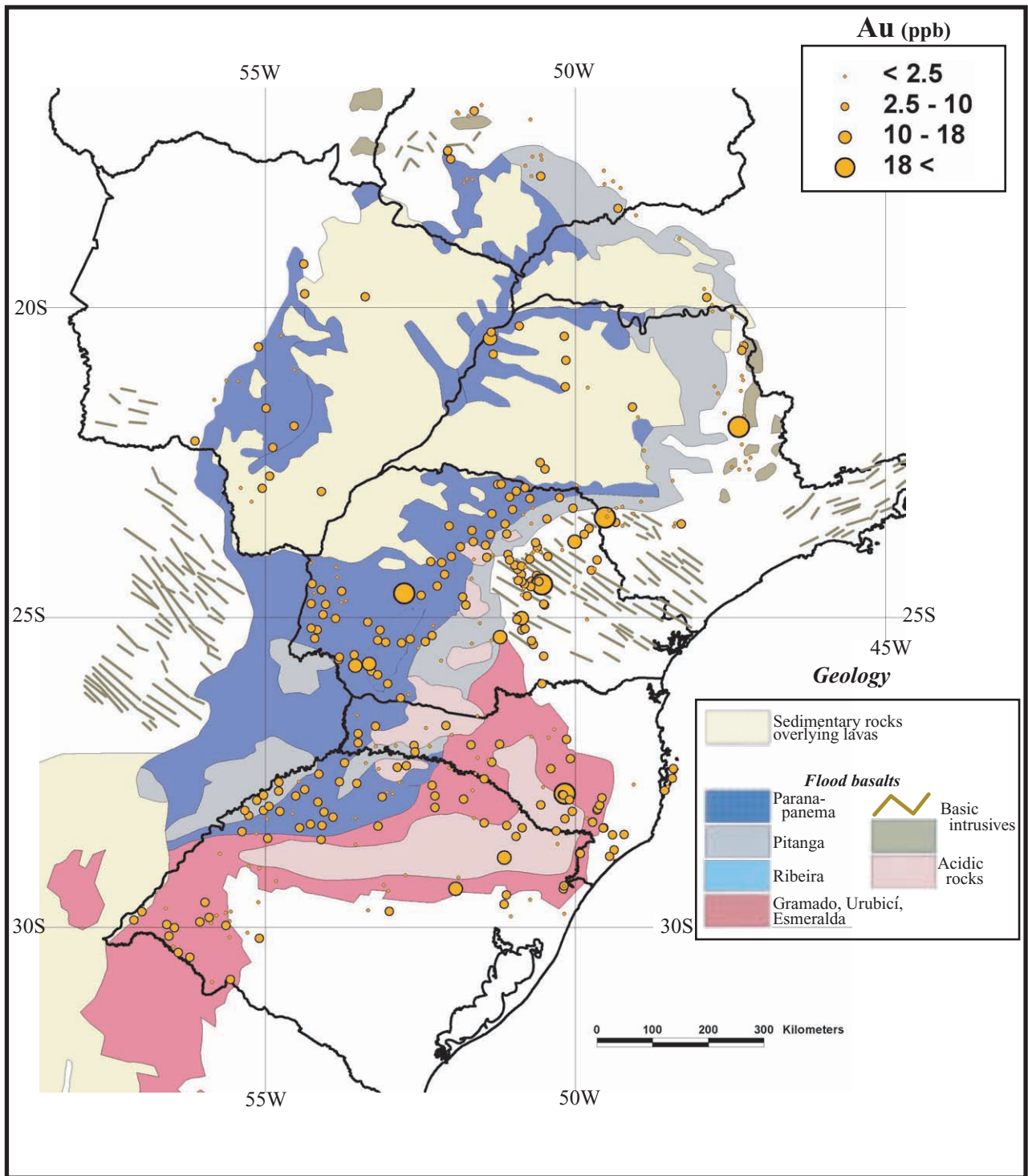


Fig. II-3-3-16 Distribution map of Au contents of lava and intrusion samples in the Parana flood basalts

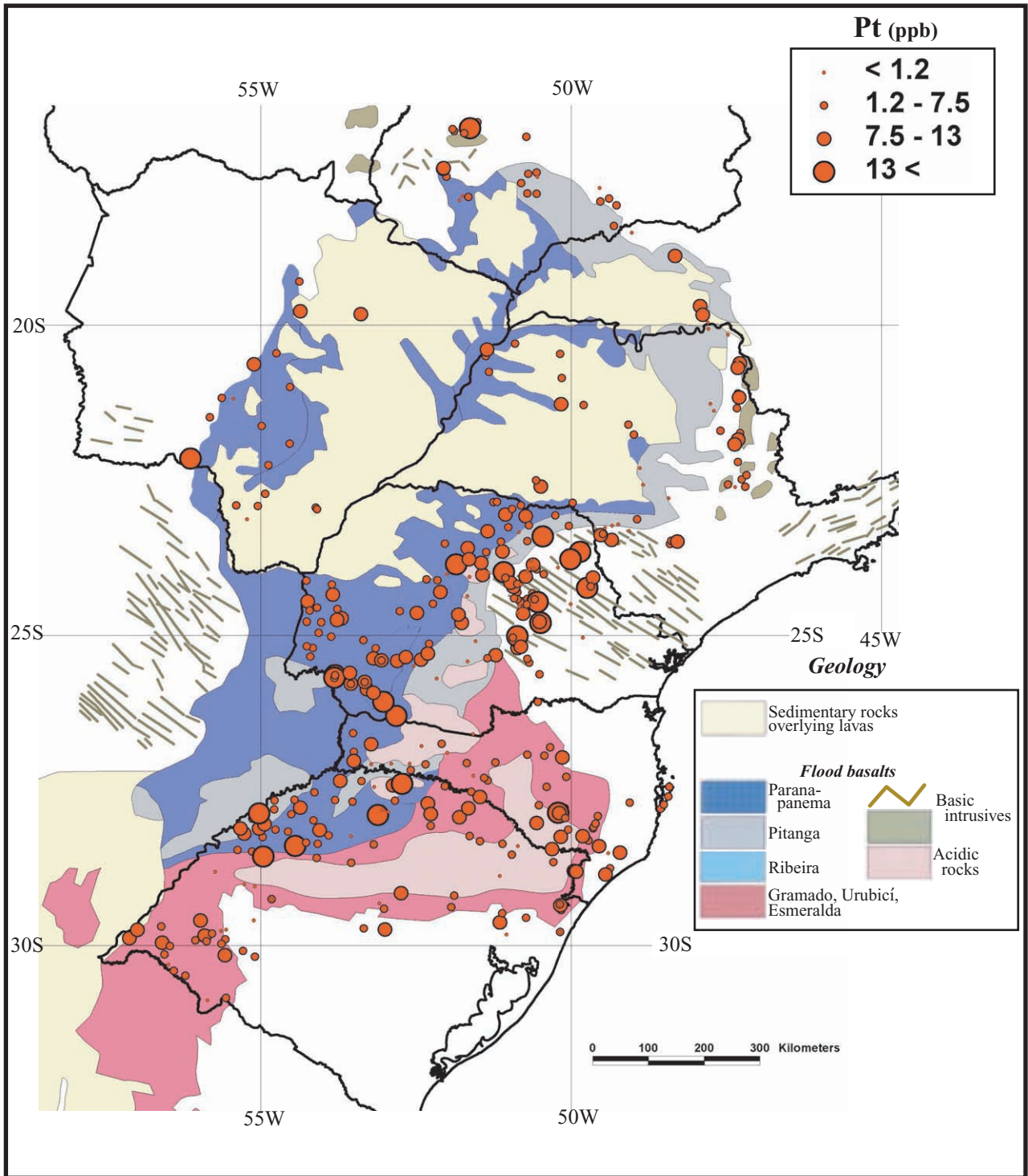


Fig. II-3-3-17 Distribution map of Pt contents of lava and intrusion samples in the Paraná flood basalts

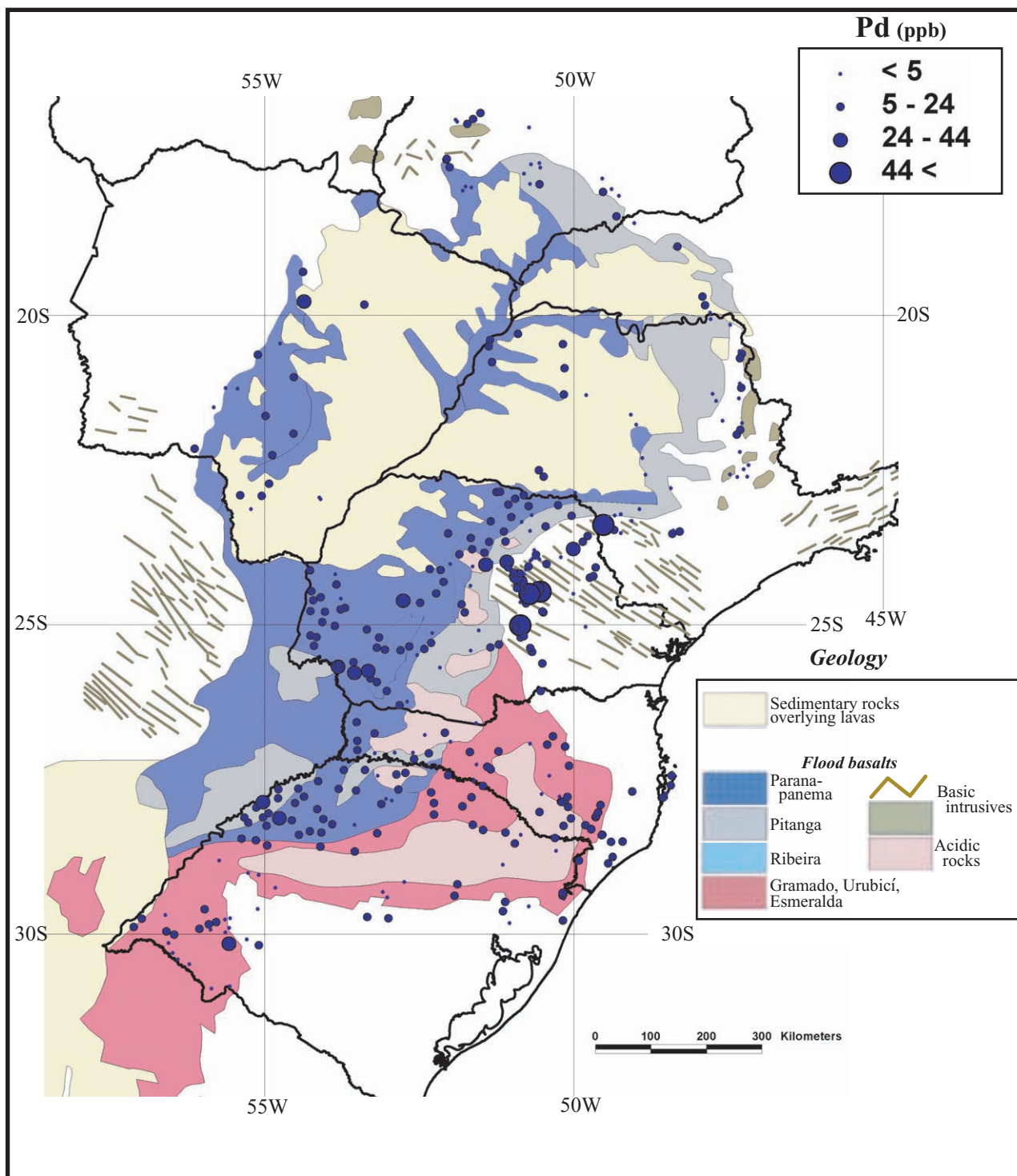
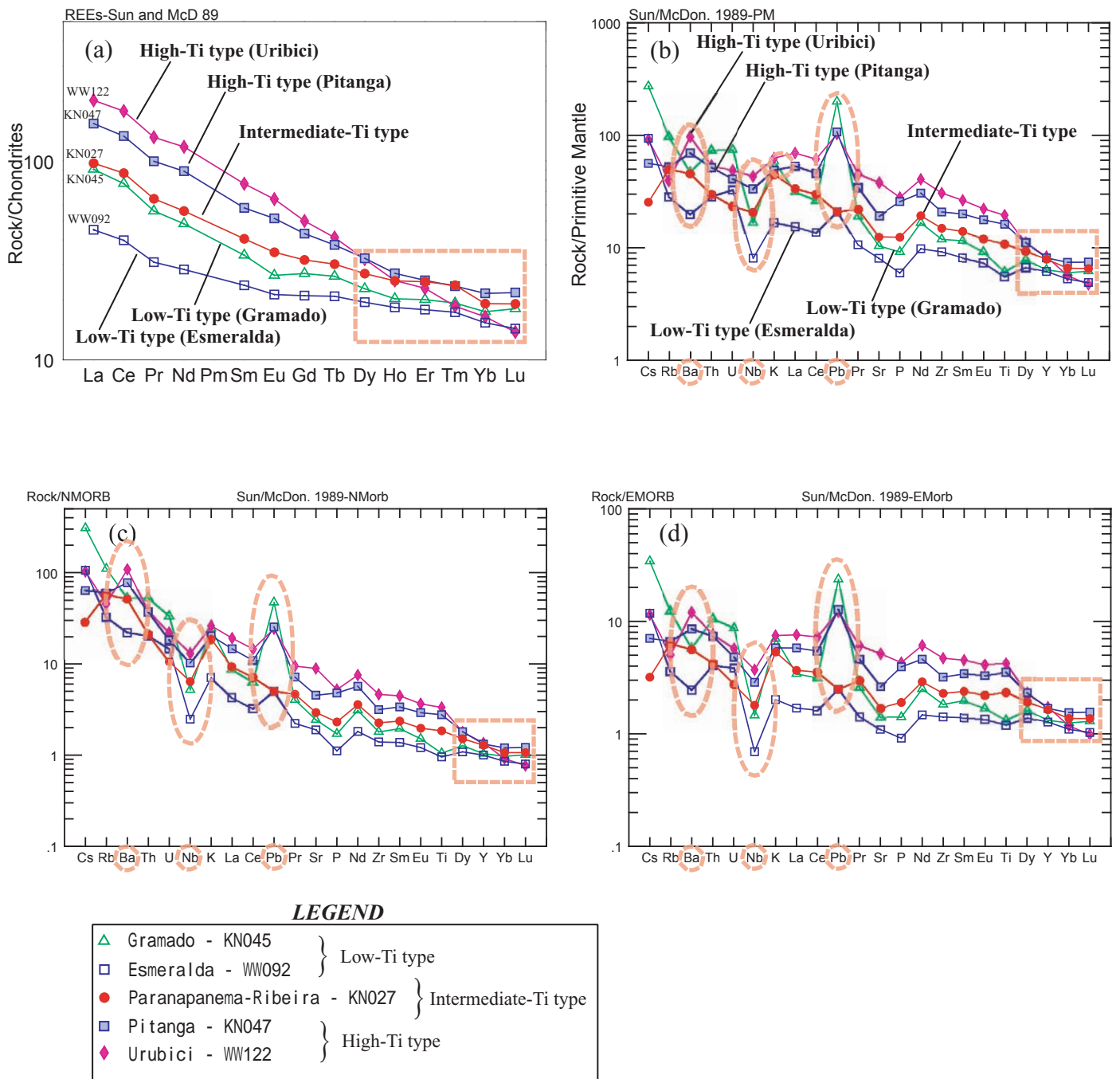


Fig. II-3-3-18 Distribution map of Pd contents of lava and intrusion samples in the Paraná flood basalts



(a) chondrites-normalized rare earth elements; (b) primitive mantle-normalized trace elements; (c) N-MORB-normalized trace elements, (d) E-MORB-normalized trace elements.

Fig.II-3-3-19 Spider diagrams of trace elements for lava samples

洋域の玄武岩に比べて、Nb に枯渇したソースが、パラナ洪水玄武岩類の生成に関与したことを示しており、マグマ形成場は、海洋域の玄武岩とは、明らかに異なる。また、高 Ti タイプマグマの Pitanga と Urubici には、Ba の正の異常が認められた。これも Nb と同様に Intermediate Ti タイプや低 Ti タイプマグマとは異なるソースの関与を示唆している可能性がある。

Intermediate-Ti タイプマグマと低 Ti タイプマグマの Esmeralda 以外のマグマタイプにおいて、Pb の正の異常が認められ、特に低 Ti タイプマグマの Gramado は、他のマグマタイプに比べて著しく高い Pb 値を示す。これは、ソースの特徴を反映するとともに、Pb を多く含む様な上部地殻を構成する花崗岩類の同化による影響が考えられる。

(8) 同位体比の特徴

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比、Mg# と $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比及び $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比をプロットしたダイアグラムを Fig. II-3-3-20 に示す。また、Sr と Nd の同位体比の計算結果を巻末資料に掲載する。

なお、高 Ti タイプマグマの Pitanga の 1 試料は、異常に高い $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比を示すため、議論からは除外している。

ダイアグラム上では、各マグマタイプは、大きく 2 つのグループに分かれる。1 つは、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が比較的 low、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比がやや高いグループ、そしてもう一つは、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が比較的高く、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比がやや低いグループである。前者は、高 Ti タイプマグマの Urubici と Pitanga、Intermediate Ti タイプマグマの Paranapanema-Ribeira、そして低 Ti タイプマグマの Esmeralda の一部である。後者は、低 Ti タイプの Esmeralda の一部と Gramado である。

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の違いは、Rb に富む様な堆積岩・花崗岩類などの地殻物質の混染による影響が考えられ、低 Ti タイプマグマは、他のマグマタイプと比べて、地殻の混染の影響を強く受けていると言える。特に Gramado は、すべての試料で高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を示し、地殻物質の混染が大きかったと推測される。

高 Ti タイプの Pitanga と Urubici、そして Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira は、類似の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比を示し、同一のソースから形成した可能性が高い。しかし、低 Ti タイプの Esmeralda は、他のマグマタイプと比較して、やや高い $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比を示す試料があり、枯渇した特徴を有することから、他のマグマタイプに比べて、海洋域の玄武岩に近い特徴を有している。

(9) ボーリング試料による溶岩の垂直的な地化学変化

Peate et al. (1992) では、PETROBRAS が実施したボーリング試料を用いて、各マグマタイプの垂直的なプロファイルの作成を行っている (Fig. II-3-1-5 参照)。本調査では、地下水用のボーリングのカッティングスを採取し、Peate et al. (1992) と同様に、垂直方向のマグマタイプの分布と、各元素量の垂直的な変化の把握を試みた。試料を採取したボーリングの位置を、Fig. II-3-2-2 に示す。

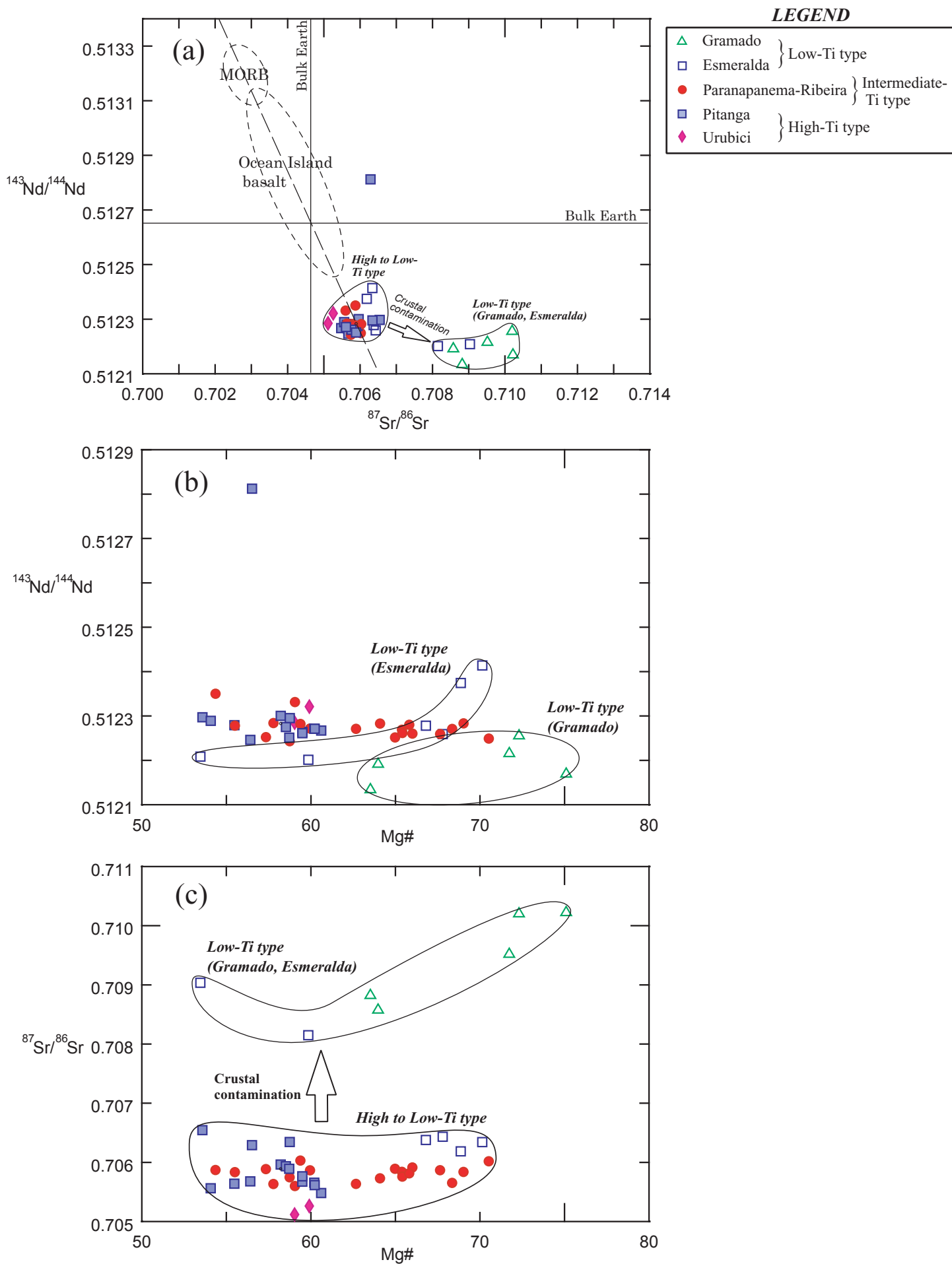


Fig. II-3-3-20 Plots of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio for lava samples

a) RP-3 孔 (Fig. II-3-3-22~II-3-3-24)

位置

本ボーリングは、パラナベーズンの北部に位置し、周囲はパラナ洪水玄武岩類活動後の堆積岩類が広く分布する。地表に分布する溶岩は、Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira である。

地化学的分類による溶岩層序

本ボーリング地点の溶岩の厚さは、約 800 m である。分布するマグマタイプは、最下底から上方に向かって、高 Ti タイプマグマの Pitanga (層厚約 250 m)、Intermediate Ti タイプマグマの Paranapanema-Ribeira (層厚約 300 m)、そして、高 Ti タイプマグマの Pitanga (層厚約 25 m<) である。見かけ上、高 Ti タイプマグマの Pitanga 溶岩の間に Intermediate Ti タイプマグマの Paranapanema-Ribeira が狭在している。これは、RP-3 孔がパラナベーズンのやや端に位置していることと、Pitanga と Paranapanema-Ribeira が、ほぼ同時期に活動したことが原因であると考えられる。

化学組成の変化

最下底の Pitanga 溶岩はその上位の Pitanga 溶岩中 (地表下約 700 m) に比べて、高い Mg# と Ni 値を示す (Fig. II-3-3-21, II-3-3-23)。この最下底の Pitanga 溶岩は、SiO₂・TiO₂ 量が低く、Mg# が高く、不適合元素 (Nb, Zr, Y, Th, U など) に乏しい特徴を示す。従って、活動当初は、より未分化な Pitanga マグマが噴出したことを示している可能性がある。また、下部の Pitanga 溶岩から狭在する Paranapanema-Ribeira 溶岩にかけて、Nb, Zr, Y, Th, U, La 量が連続的に減少する。

下部の Pitanga 溶岩 (地表下 800~600 m) には、上方に向かって、Pt と Pd 量が減少する傾向が認められる。

b) PP-2 孔 (Fig. II-3-3-25~II-3-3-28)

位置

本ボーリングは、パラナベーズン北部・中央の最も溶岩が厚い場所に位置している。周囲はパラナ洪水玄武岩類活動後の堆積岩類が広く分布する。地表に分布する溶岩は、Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira である。

地化学的分類による溶岩層序

本ボーリング地点の溶岩の厚さは、約 1600 m である。分布するマグマタイプは、最下底から上方に向かって、低 Ti タイプマグマの Gramado (約 25m)、高 Ti タイプマグマの Pitanga (約 75 m)、Intermediate Ti タイプマグマの Paranapanema-Ribeira (約 75 m)、高 Ti タイプマグマの Pitanga (約 250 m) そして、Intermediate Ti タイプマグマの Paranapanema-Ribeira (約 575 m<) である。

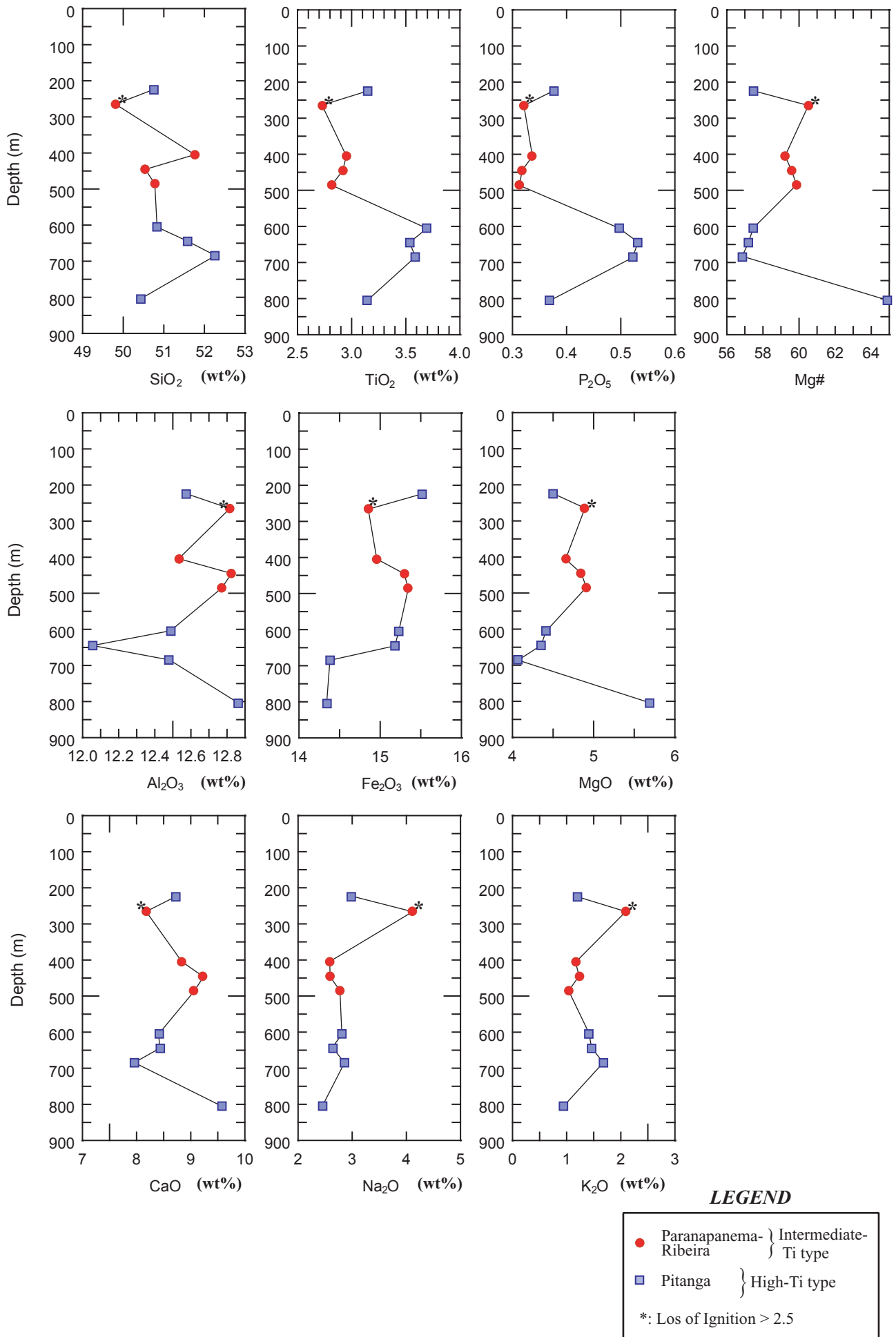
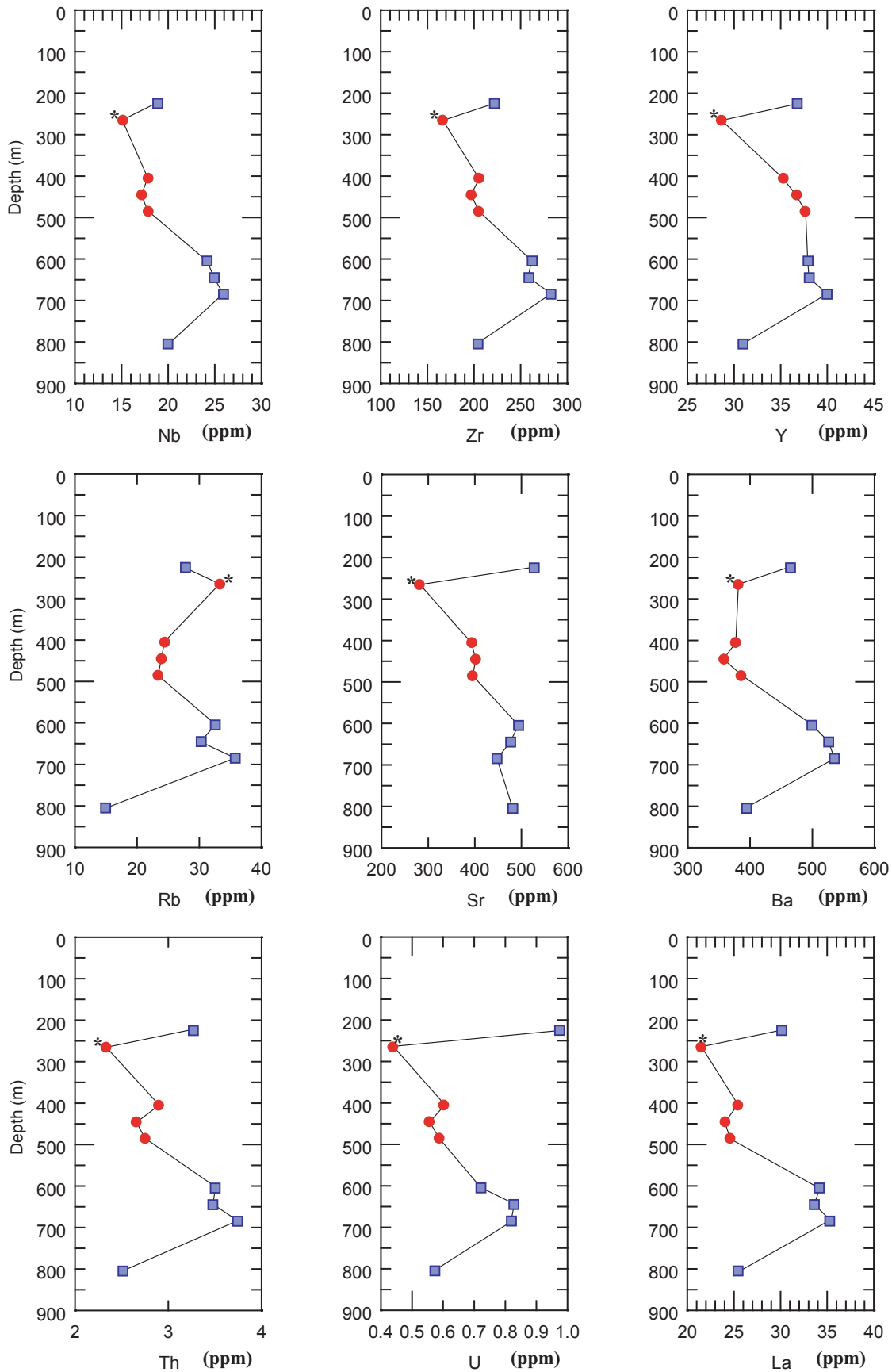


Fig. II-3-3-21 Vertical variations of major elements in lava samples (drill hole: RP-3)



LEGEND

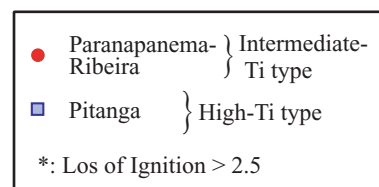


Fig. II-3-3-22 Vertical variations of trace elements in lava samples (drill hole: RP-3)

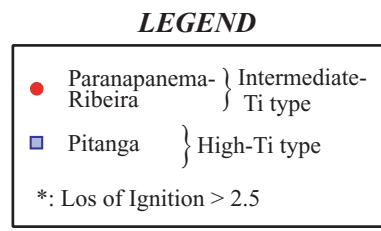
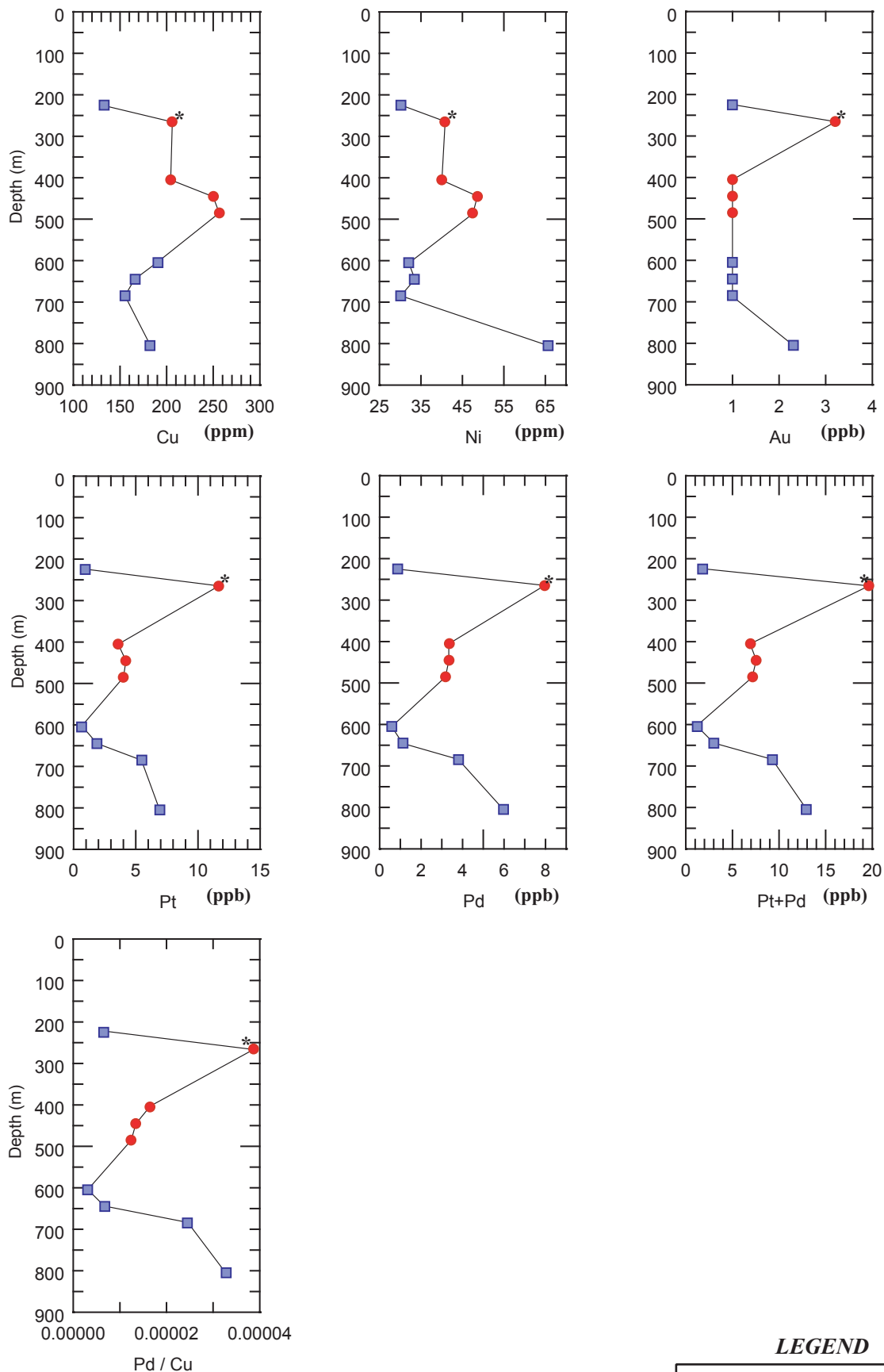


Fig. II-3-3-23 Vertical variations of transition and noble elements in lava samples (drill hole: RP-3)

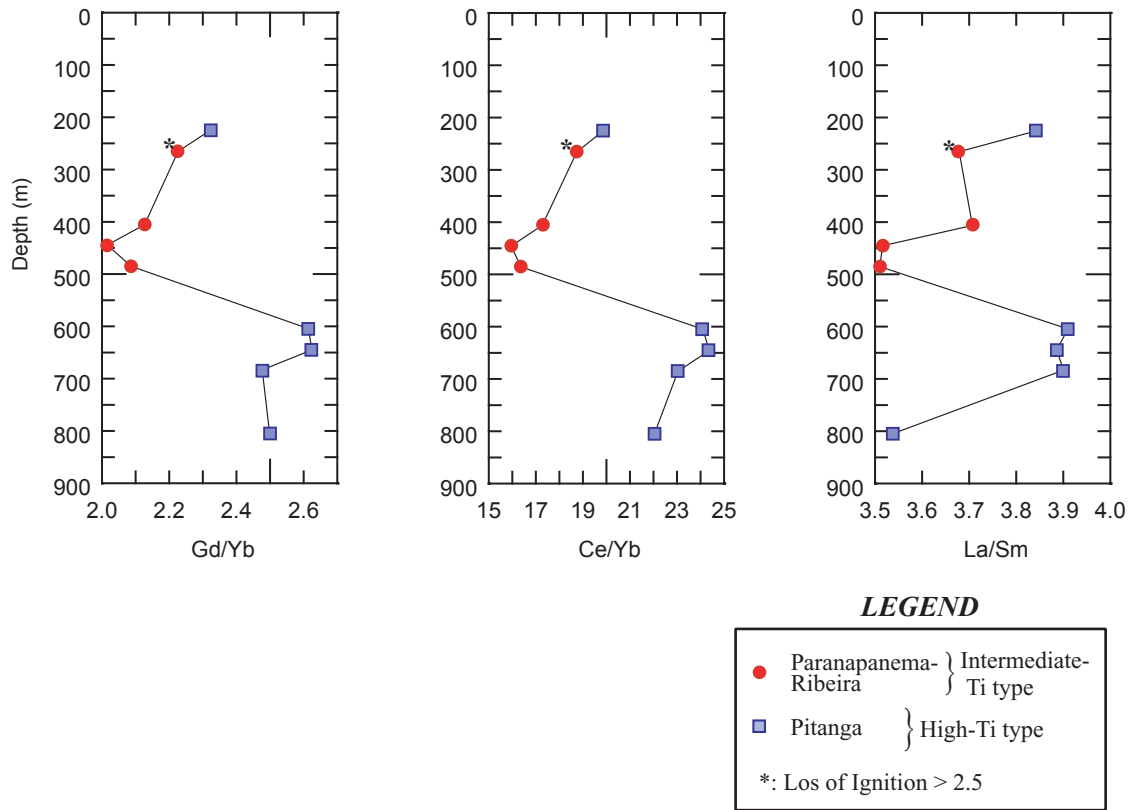


Fig. II-3-3-24 Vertical variations of the ratios of selected trace elements in lava samples (drill hole: RP-3)

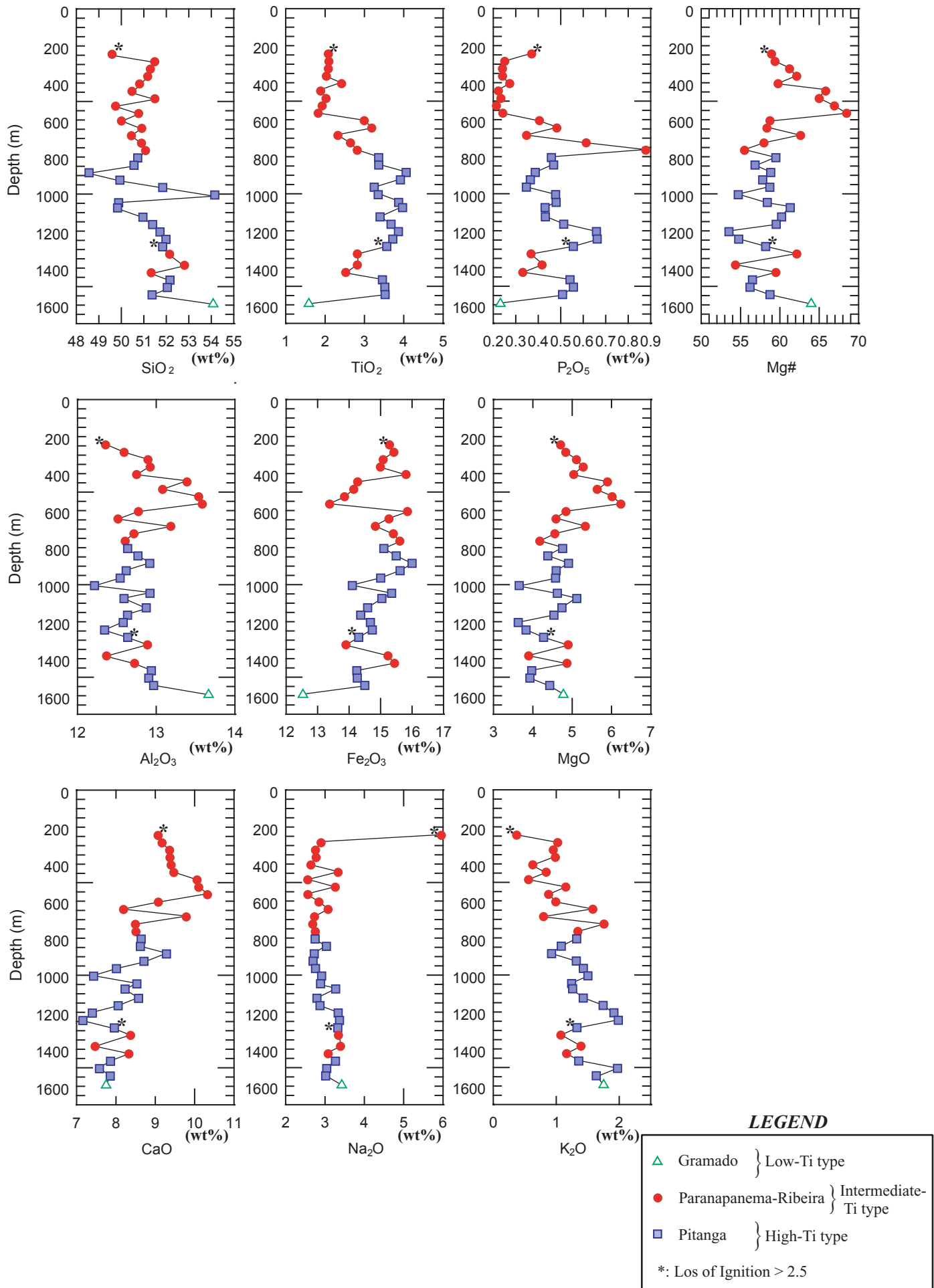
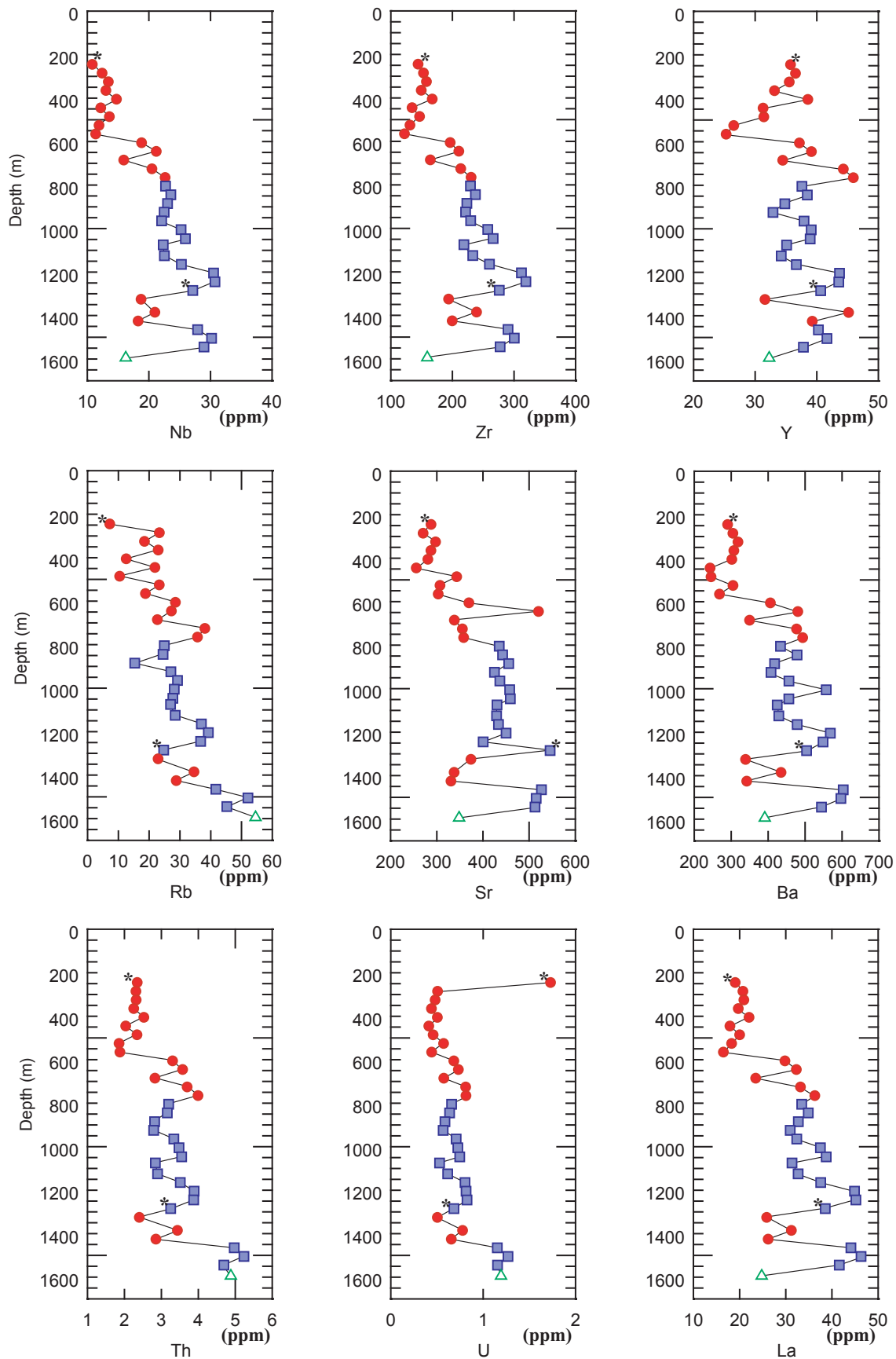


Fig. II-3-3-25 Vertical variations of major elements in lava samples (drill hole: PP-2)



LEGEND

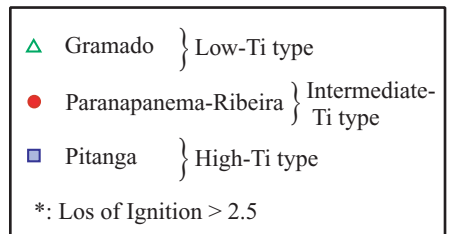


Fig. II-3-3-26 Vertical variations of trace elements in lava samples (drill hole: PP-02)

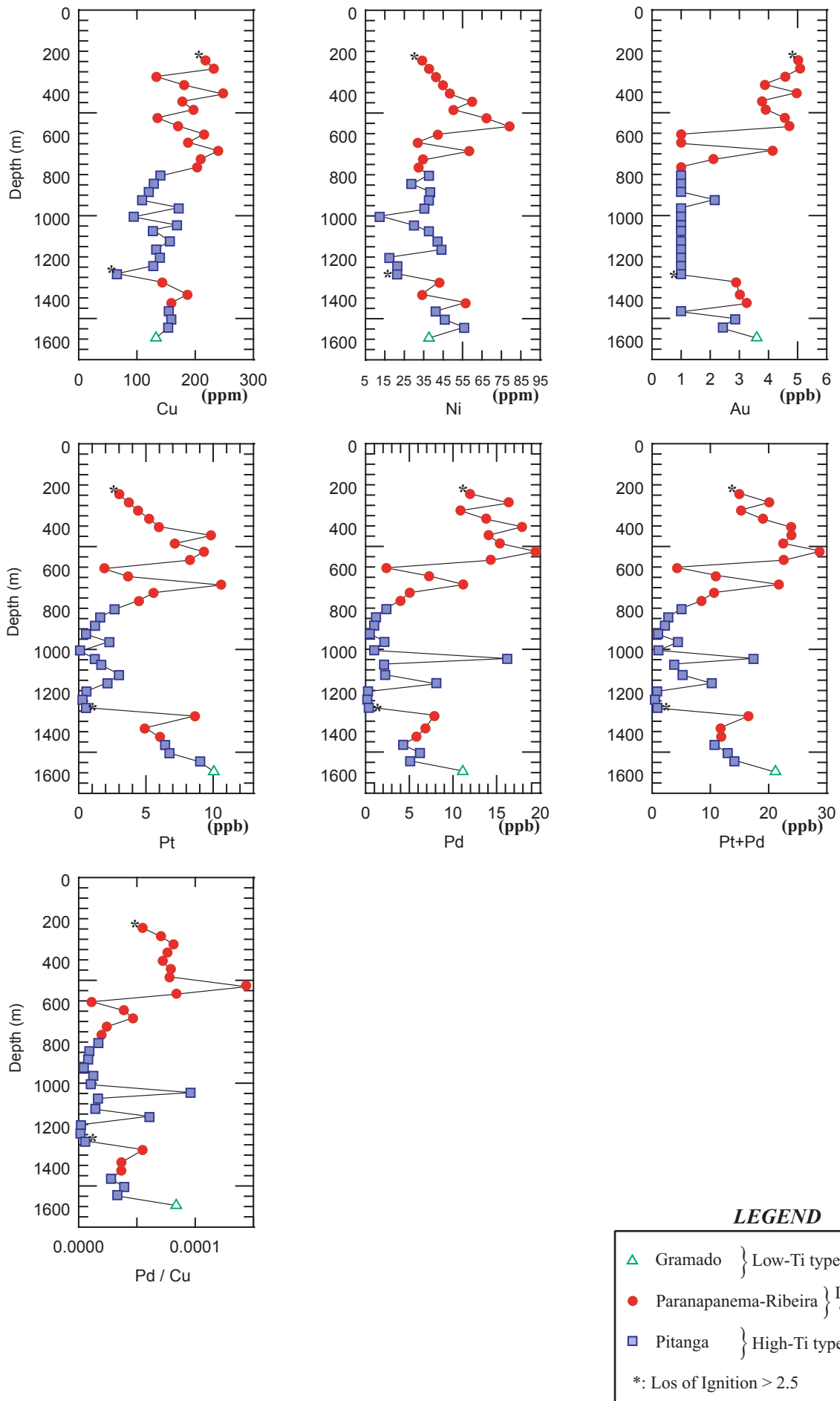


Fig. II-3-3-27 Vertical variations of transition and noble elements in lava samples (drill hole: PP-2)

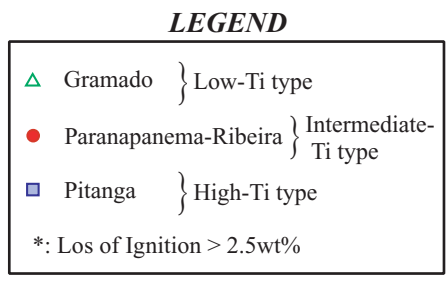
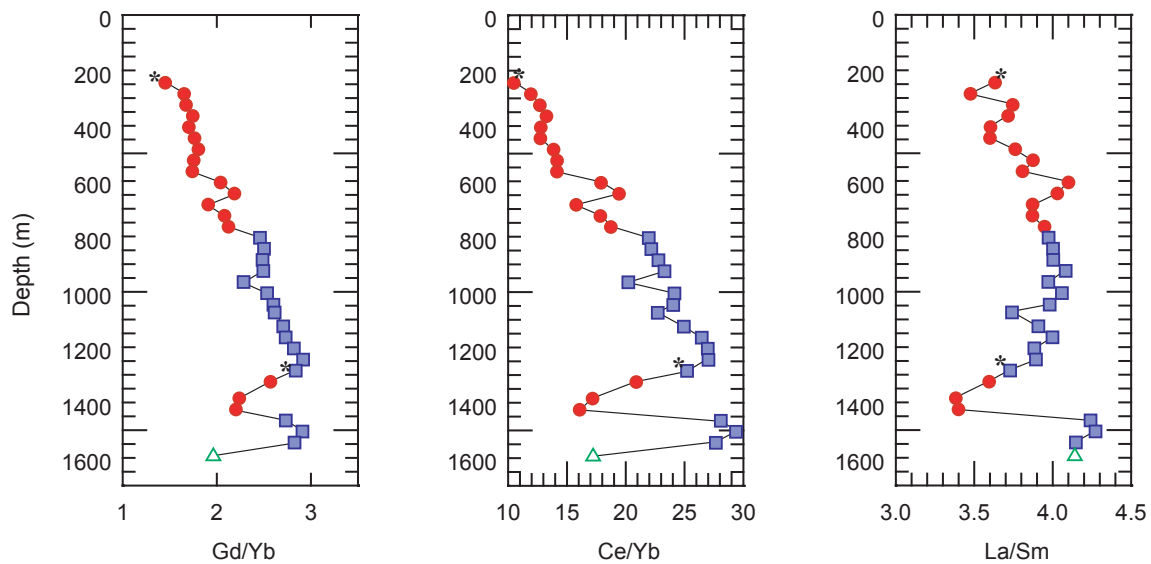


Fig. II-3-3-28 Vertical variations of the ratios of selected trace elements in lava samples (drill hole: PP-2)

RP-3 孔とは異なり、溶岩の最下底には、Peate et al. (1992)でも報告されている様に、低 Ti タイプの溶岩が薄く分布する。その上位には、高 Ti タイプの Pitanga、そして Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira が分布する。また、RP-3 孔と同様に、見かけ上高 Ti タイプマグマの Pitanga 中に、Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira が狭在する。

化学組成の変化

見かけ上、高 Ti タイプマグマの Pitanga 溶岩の間に Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira が薄く挟まっているが、地化学的な特徴には、大きな差が無い。

明瞭に結晶分化の影響が認められるのは、地表下約 600 m より以浅の Intermediate Ti タイプマグマの Paranapanema-Ribeira である。地表下約 600 m より以浅の Paranapanema-Ribeira の Mg# は、連続的に減少している。これは分化の進行を表していると考えられる。例えば、同深度の Al_2O_3 の連続的な減少は、斜長石の分別を、Ni の減少は、カンラン石の分別を示すものと考えられる。また、Zr, Y 量は分化とともに、増加傾向にあるが、 TiO_2 や Nb に変化が認められない。

Pt と Pd は連続的に減少する傾向を示し、結晶分化により分別することが確認された。

最下底の Gramado と、その上位の Pitanga は、Th, U に富む傾向があり、地殻物質の混染の影響が考えられる。

最下底から最上部に向かって、ボーリング全体で、HFS 元素の Nb, Zr や LIL 元素の Rb, Sr, Ba、そして、Th, U, La が減少する傾向がある。これは、RP-03 の Nb, Zr, Y, Th, U, La にも不明瞭ながら認められる傾向だが、各マグマタイプの分化を反映したものではなく、パラナ洪水玄武岩類全体の火成活動の進化を示しているのかもしれない。

c) AR-1 孔 (Fig. II-3-3-29~II-3-3-32)

位置

本ボーリングは、パラナベズン中央のやや南に位置している。地表に分布する溶岩は、低 Ti タイプの Gramado である。

地化学的分類による溶岩層序

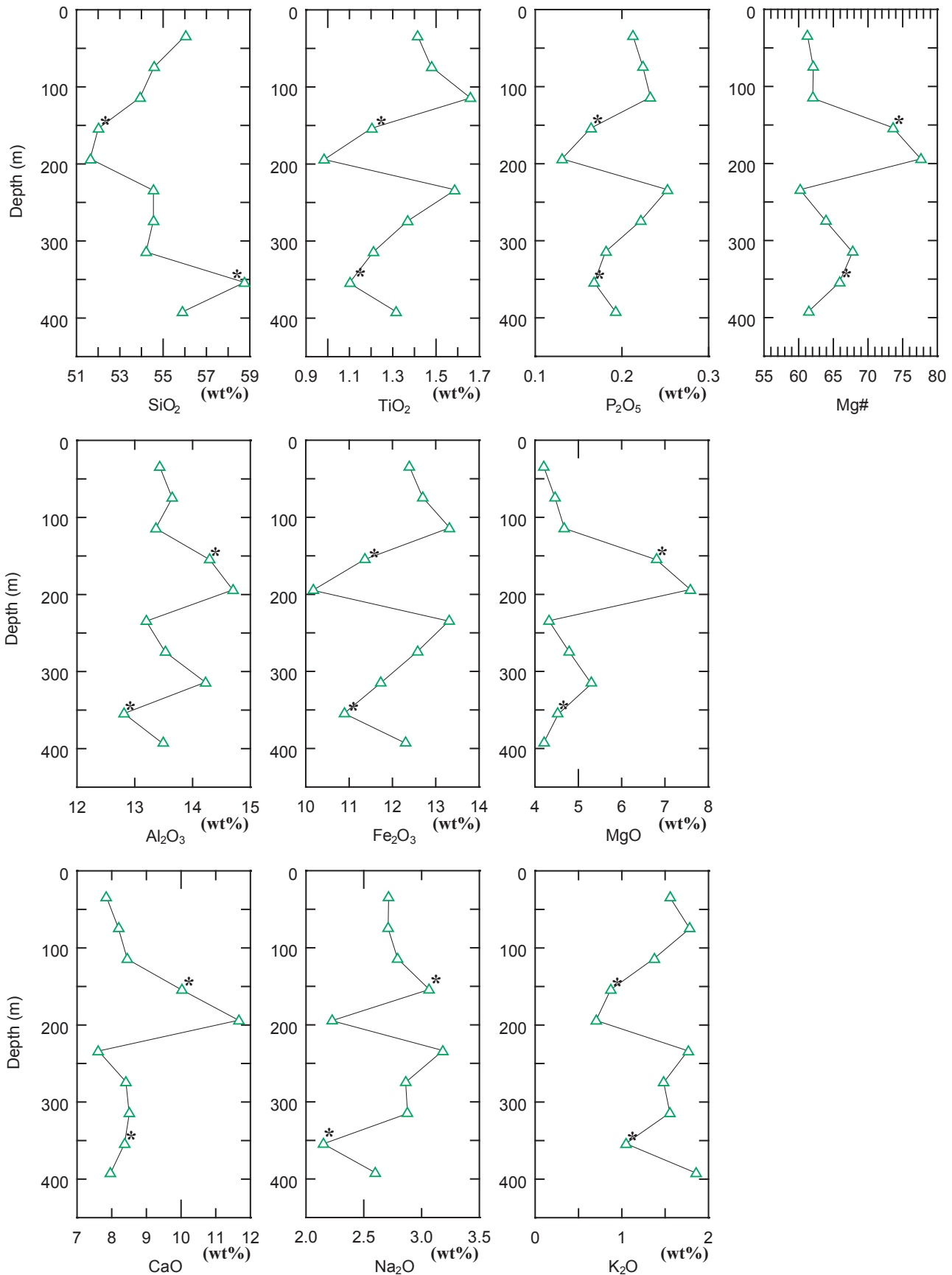
本ボーリング地点の溶岩の厚さは、約 400 m である。分布するマグマタイプは、最下底から地表まで、すべて低 Ti タイプマグマの Gramado である。

化学組成の変化

最下底から、すべて低 Ti タイプの Gramado に分類されるが、Mg#を参考にすると、地表下 200 m と 125 m で、3つの異なるユニットに分けられる。

下部と上部のユニットは、分化とともに、 TiO_2 , P_2O_5 が増加するトレンドを示す。対して、中部のユニットは、不適合元素に乏しい特徴を示す。

Ni は各ユニットで減少傾向が認められる。これは、カンラン石の分別によるものと考えられる。



LEGEND

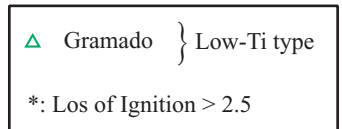


Fig. II-3-3-29 Vertical variations of major elements in lava samples (drill hole: AR-1)

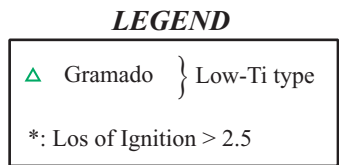
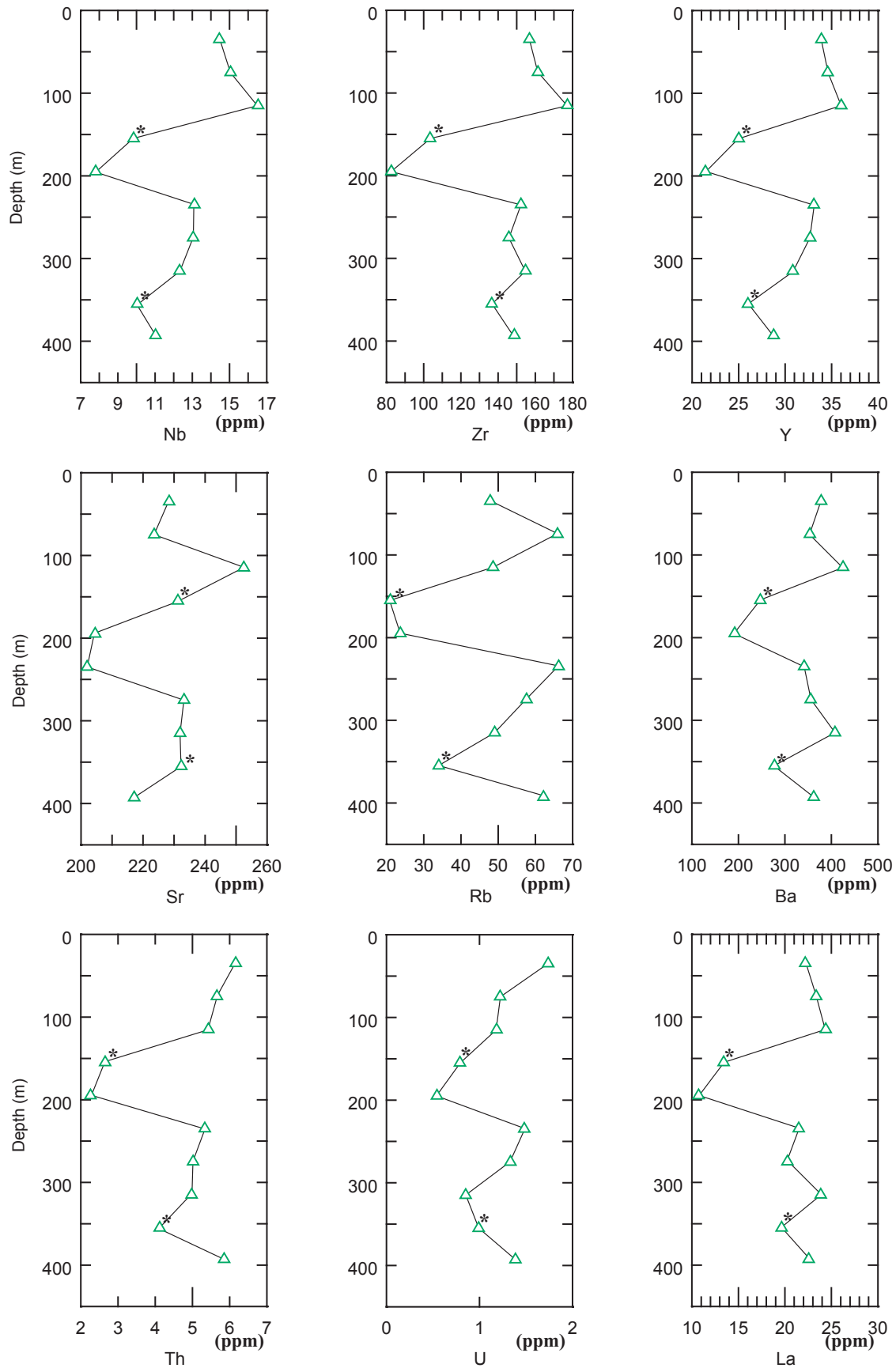


Fig. II-3-3-30 Vertical variations of trace elements in lava samples (drill hole: AR-1)

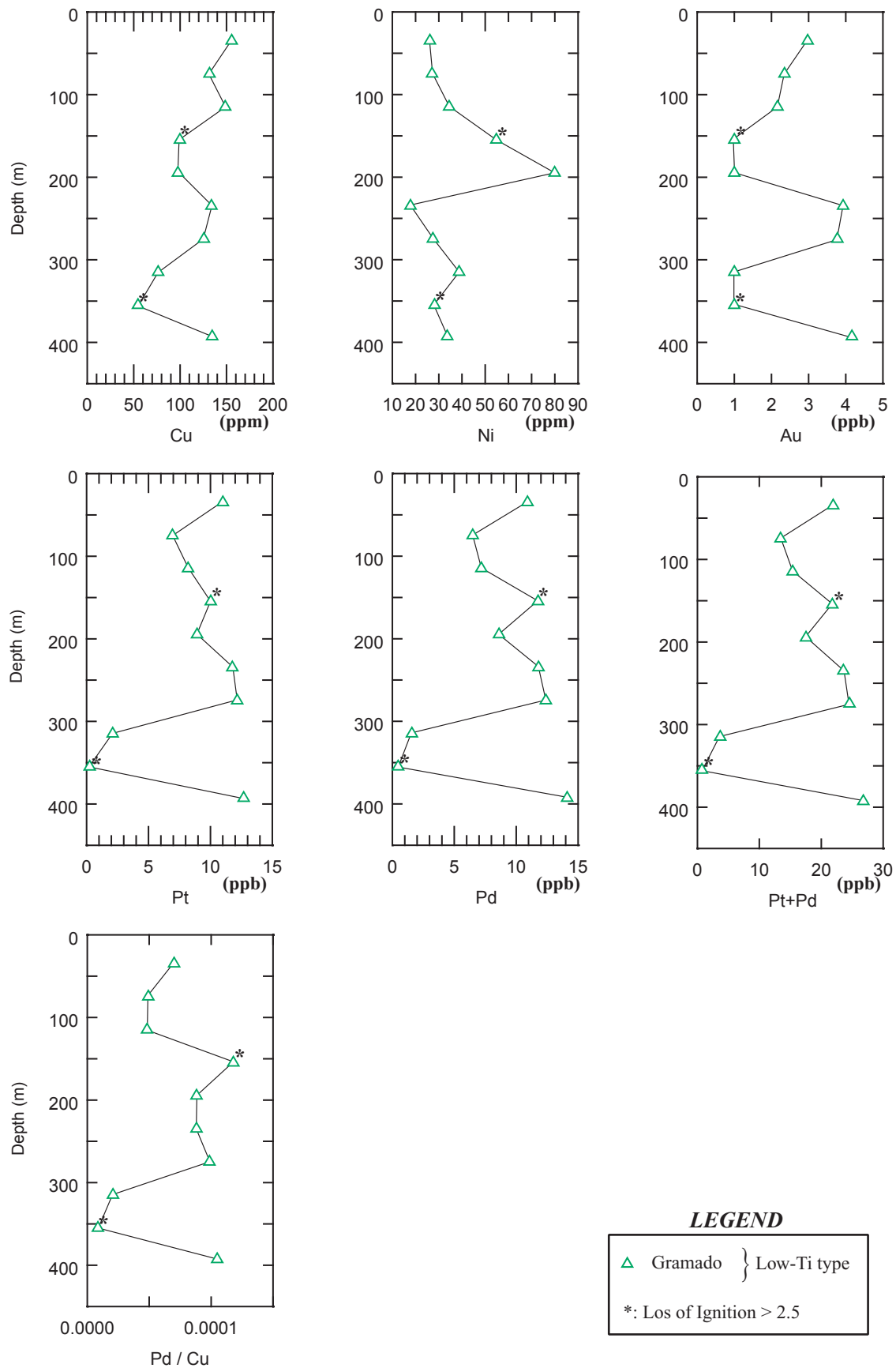


Fig. II-3-3-31 Vertical variations of transition and noble elements in lava samples (drill holl: AR-1)

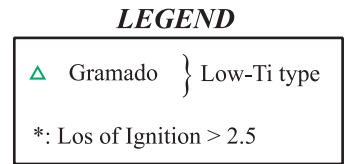
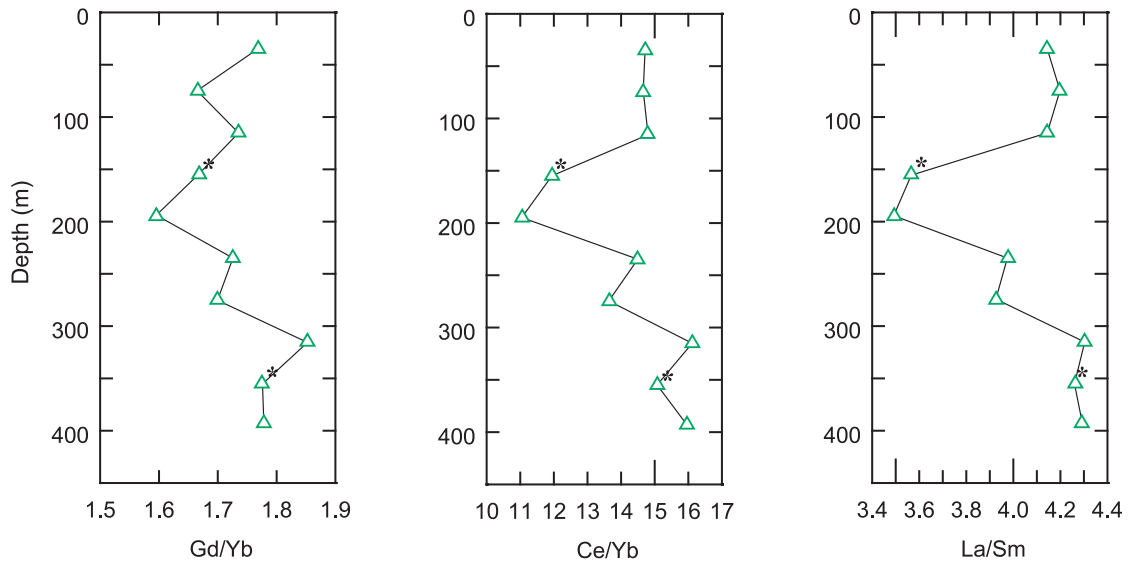


Fig. II-3-3-32 Vertical variations of the ratios of selected trace elements in lava samples (drill hole: AR-1)

Pt, Pd 値は、下部ユニットの地表下 350~300 m において著しく乏しくなる特徴があり、300 m 以浅では、上方に向かって減少するトレンドを示す。

(10) ソースマントルの比較

部分熔融程度の違いの影響を受け難く、テクトニクス場の推定に用いられる微量元素の Y, Zr, Th, Ta を用いて Ta/Yb 比と Th/Yb 比、そして Zr/Nb 比と Y/Nb 比から各マグマタイプの起源物質の特徴を検討したダイアグラムを Fig. II-3-3-33 に示す。

富化した起源物質の特徴を有するのは、高 Ti タイプの Pitanga と Urubici、そして Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira である。最も枯渇した起源物質の特徴を有するのは、低 Ti タイプの Esmeralda である (Fig. II-3-3-33 (a) (b))。

低 Ti タイプマグマの Gramado は、他のマグマタイプに比べて Th/Yb 比が高く、しかも値の変化が大きいことから、地殻物質の混染が最も大きかったと考えられる。そのため、傾向が不明瞭ではあるが、Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira と同じ起源物質の特徴を示す (Fig. II-3-3-33 (b))。

高 Ti タイプマグマは希土類元素に富んでいるが、これも海洋域の玄武岩とは異なり富化した起源物質の特徴を示すと考えられる。低 Ti タイプマグマの Esmeralda の Nd 同位体比は、他のマグマタイプとは異なり枯渇した起源物質の特徴を示した。従って、従来報告されているように、Esmeralda は、他のマグマタイプとは異なる起源物質から生成したメルトの影響があるのかもしれない。

(11) 部分熔融程度の比較

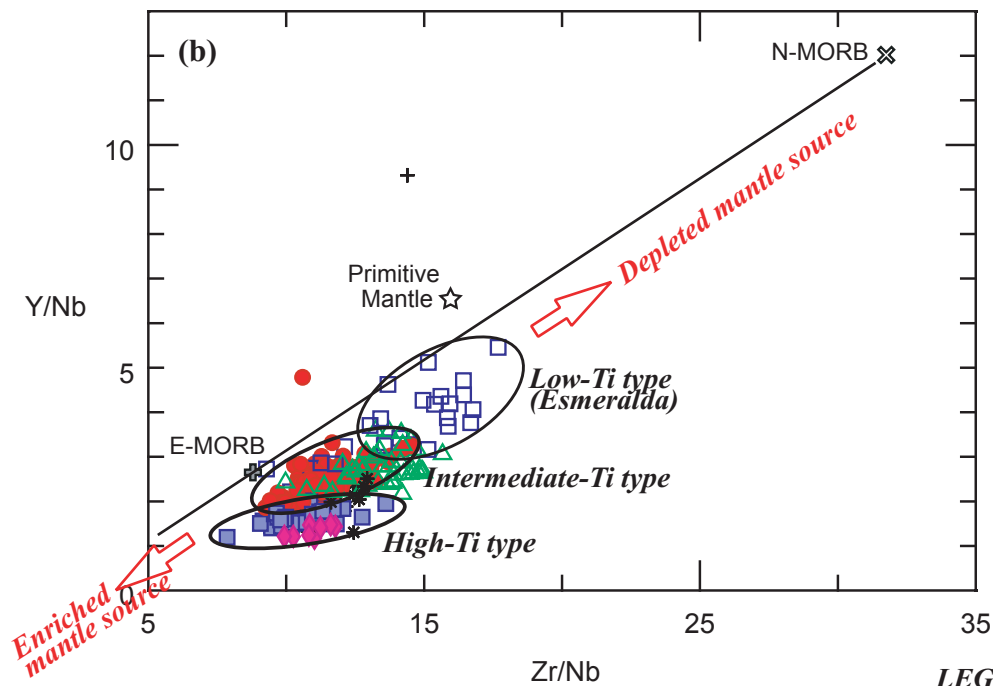
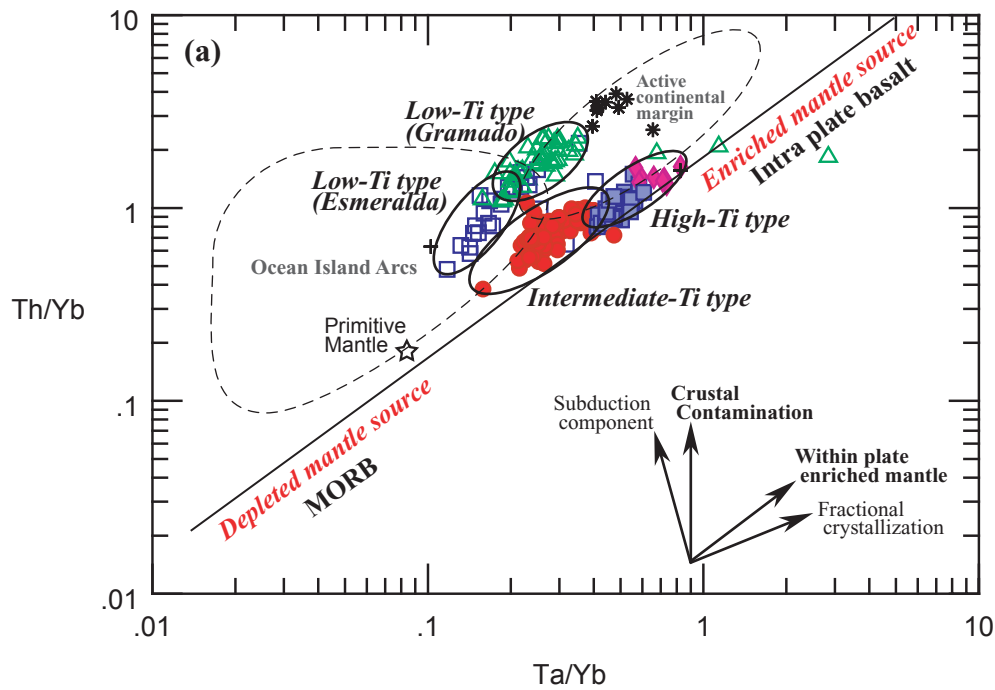
マントルと玄武岩マグマ間の分配係数の異なる微量元素の比を使用して各マグマタイプの部分熔融程度を比較した。

Ba/Ca 比と Sr/Ca 比を用いて、部分熔融の程度を推定したダイアグラム (Onuma and Mantoya, 1984) を Fig. II-3-3-7 に示す。

このダイアグラムでは、高 Ti から低 Ti タイプマグマまで3つのグループに分かれる。最も部分熔融の程度が大きいのは、低 Ti タイプである。対して最も部分熔融の程度が小さいのは、高 Ti タイプの Pitanga である。Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira は、両者の中間の部分熔融程度を示す結果となった。ただし、各マグマタイプは、結晶分化の進行や地殻物質の混染の影響を受けてリファレンスラインから離れており、正確な部分熔融程度は分からない。

同様に、コンドライトで規格化した Ce 値を横軸に、規格化した Ce/Sm、Ce/Yb を縦軸に取ったダイアグラムを Fig. II-3-3-35 (a) に示す。

このダイアグラムでも、Fig. II-3-3-7 と同様に、高 Ti から低 Ti タイプマグマまで3つのグループに分かれる。そして、最も部分熔融程度が大きいのは、低 Ti タイプマグマの Esmeralda で、最も部分熔融程度が小さいのは、高 Ti タイプの Pitanga と Urubici である。Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira は、両者の中間の部分熔融程度を示す。

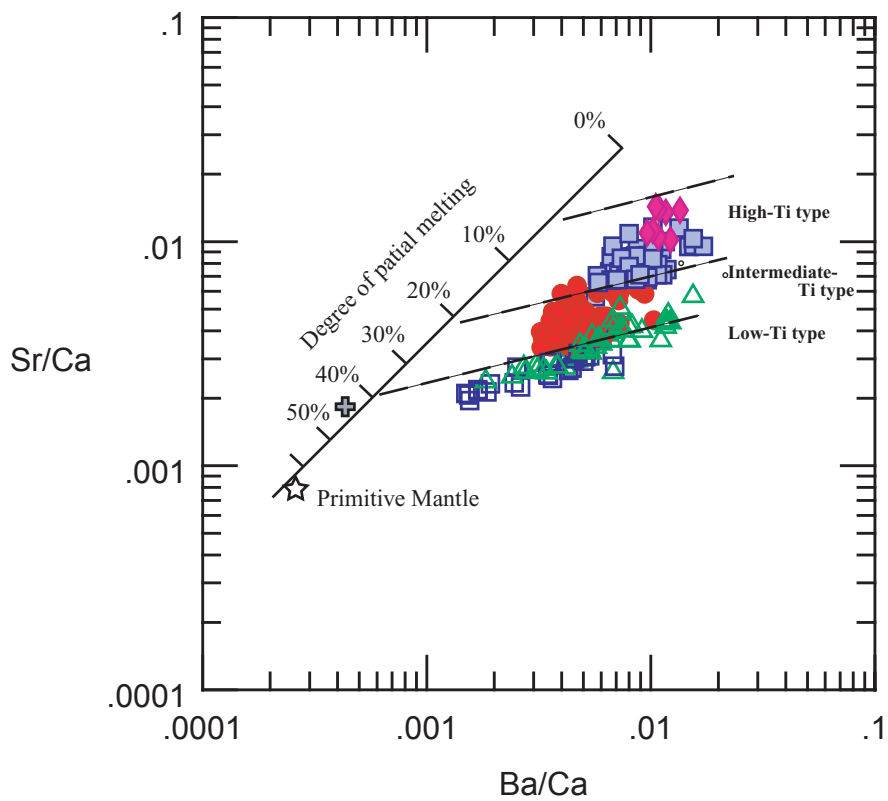


LEGEND

△ Gramado	} Low-Ti type
□ Esmeralda	
● Paranapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
■ Pitanga	
◆ Urubici	} High-Ti type
+	Unclassified basalt
*	Acidic rocks related to the Paraná flood basalt

N-MORB and P-MORB: Schilling et al. (1983)
 Primitive Mantle: McDonough and Sun (1995)

**Fig. II-3-3-33 (a) Ta/Nb vs. Y/Nb diagram for lava samples;
 (b) Zr/Nb vs. Y/Nb diagram for lava samples**



LEGEND

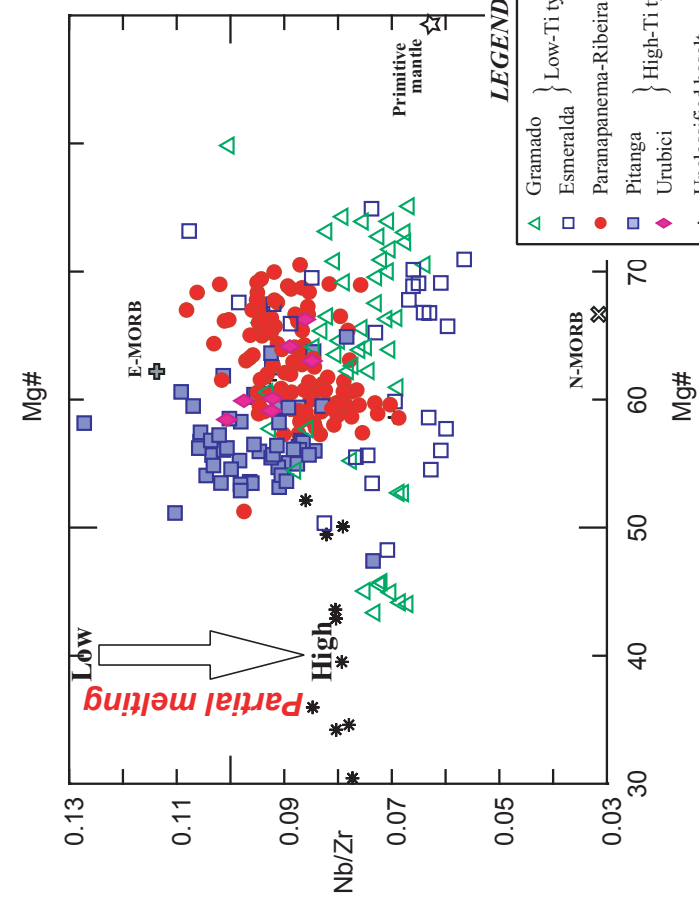
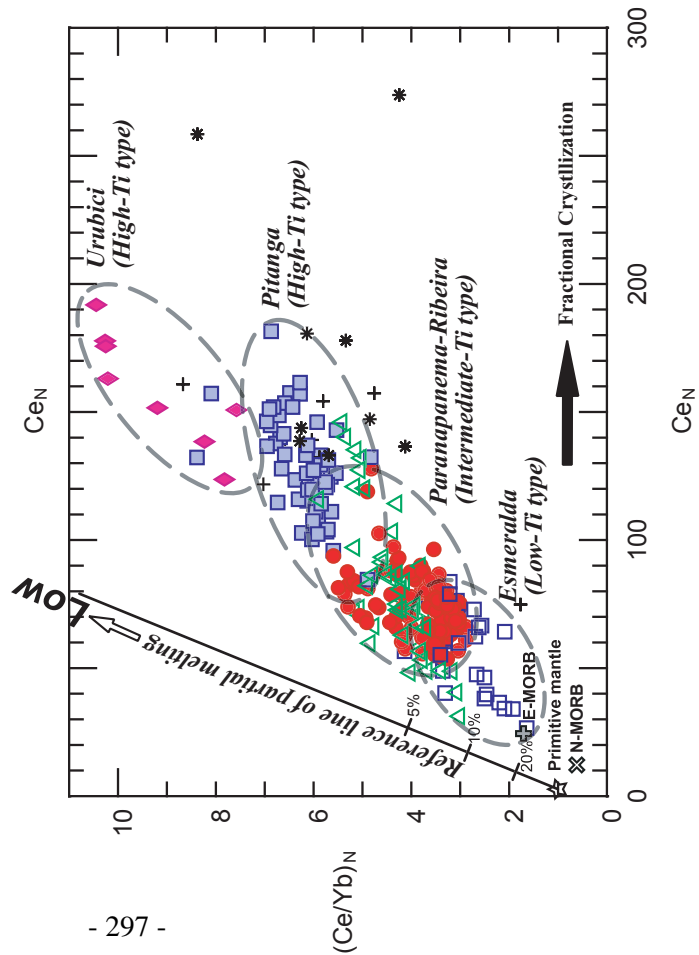
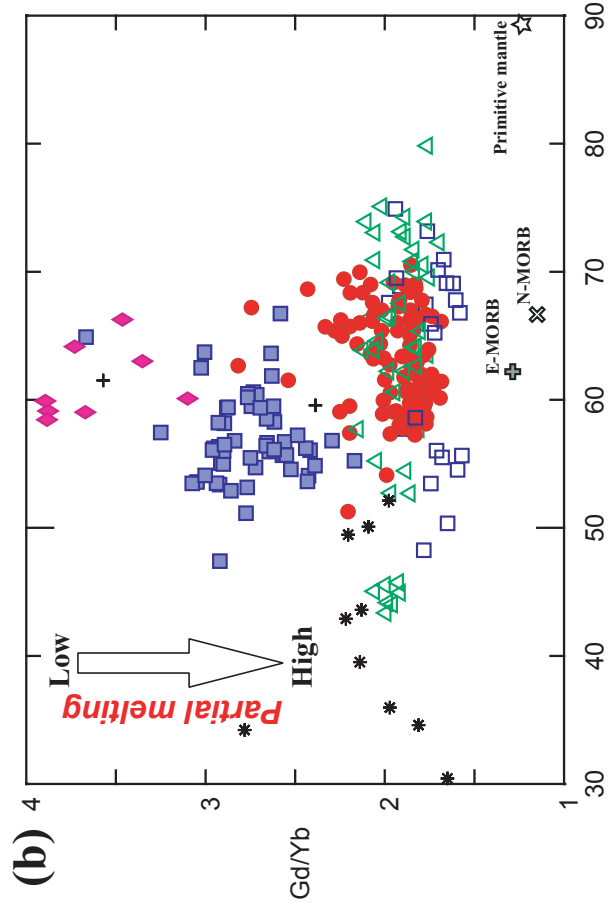
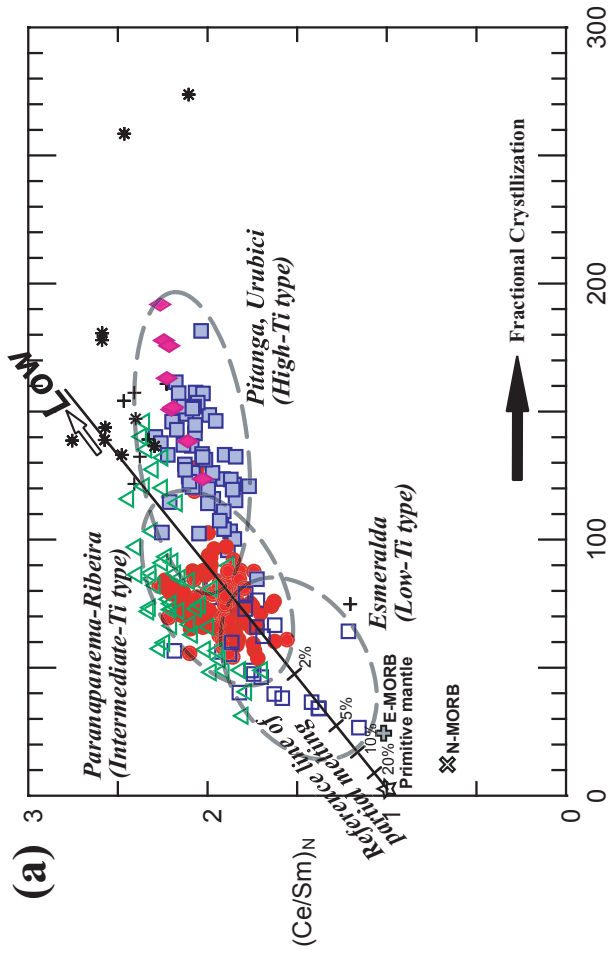
△ Gramado	} Low-Ti type
□ Esmeralda	
● Paranapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
□ Pitanga	
◆ Urubici	} High-Ti type

N-MORB and P-MORB: Schilling et al. (1983)

Primitive Mantle: McDonough and Sun (1995)

Reference line of partial melting: Onuma and Montoya, 1984)

**Fig. II-3-3-34 Discriminant diagram to examine degree of partial melting for the Paraná flood basalts
Plots of Ba/Ca vs. Sr/Ca for lava samples**



LEGEND

- △ Gramado } Low-Ti type
- Esmeralda } Intermediate-Ti type
- Parapanema-Ribeira } Ti type
- ◆ Pitanga } High-Ti type
- ◇ Urubici }
- + Unclassified basalt
- * Acidic rocks related to the Paraná flood basalt

N-MORB and P-MORB: Schilling et al. (1983)
Primitive Mantle: McDonough and Sun (1995)

Fig. II-3-35 Discriminant diagrams to examine degree of partial melting for the Paraná flood basalts

Mg#を横軸に、HREE を表現するために Gd/Yb 比と Nb/Zr 比を縦軸にとったダイアグラムを Fig.II-3-3-35 (b)に示す。

Gd/Yb 比のダイアグラムでは、HREE の濃集度は、各マグマタイプによって明瞭に異なる。高 Ti タイプマグマは、総じて、HREE に富む傾向を示し、低 Ti タイプマグマよりも部分溶融の程度が小さかった可能性がある。

Nb と Zr は、マントル物質と玄武岩マグマ間の分配係数がそれぞれ異なり、Nb/Zr 比は、部分溶融の程度を反映するが、Gd/Yb 比と同様な傾向が見られる。

以上のように、各ダイアグラムによる検討では、部分溶融の程度は、低 Ti タイプ、Intermediate Ti タイプ、そして高 Ti タイプの順に小さくなる。中でも最も部分溶融程度が大きい傾向を示したのは、Esmeralda である。

(12) 結晶分化作用の検討

不適合元素 Zr を横軸に、縦軸に TiO₂, Ni, Yb を用いて、パラナ洪水洪水玄武岩類の成因における結晶分化の影響を検討した (Fig. II-3-3-36)。

不適合元素の TiO₂ 及び Yb を縦軸に取ったダイアグラムでは、Mg#-TiO₂ 図と同様に、各マグマタイプは異なる分化トレンドを示し、高 Ti タイプ、Intermediate Ti タイプ、そして低 Ti タイプの3つに分かれる。各マグマタイプの分化トレンドは、異なる領域を示し、連続性が無いことから、各マグマタイプの成因を同一のマグマからの結晶分化作用で説明するのは困難である。

また、低 Ti タイプの Gramado は、分化トレンドが散在する傾向を示す。

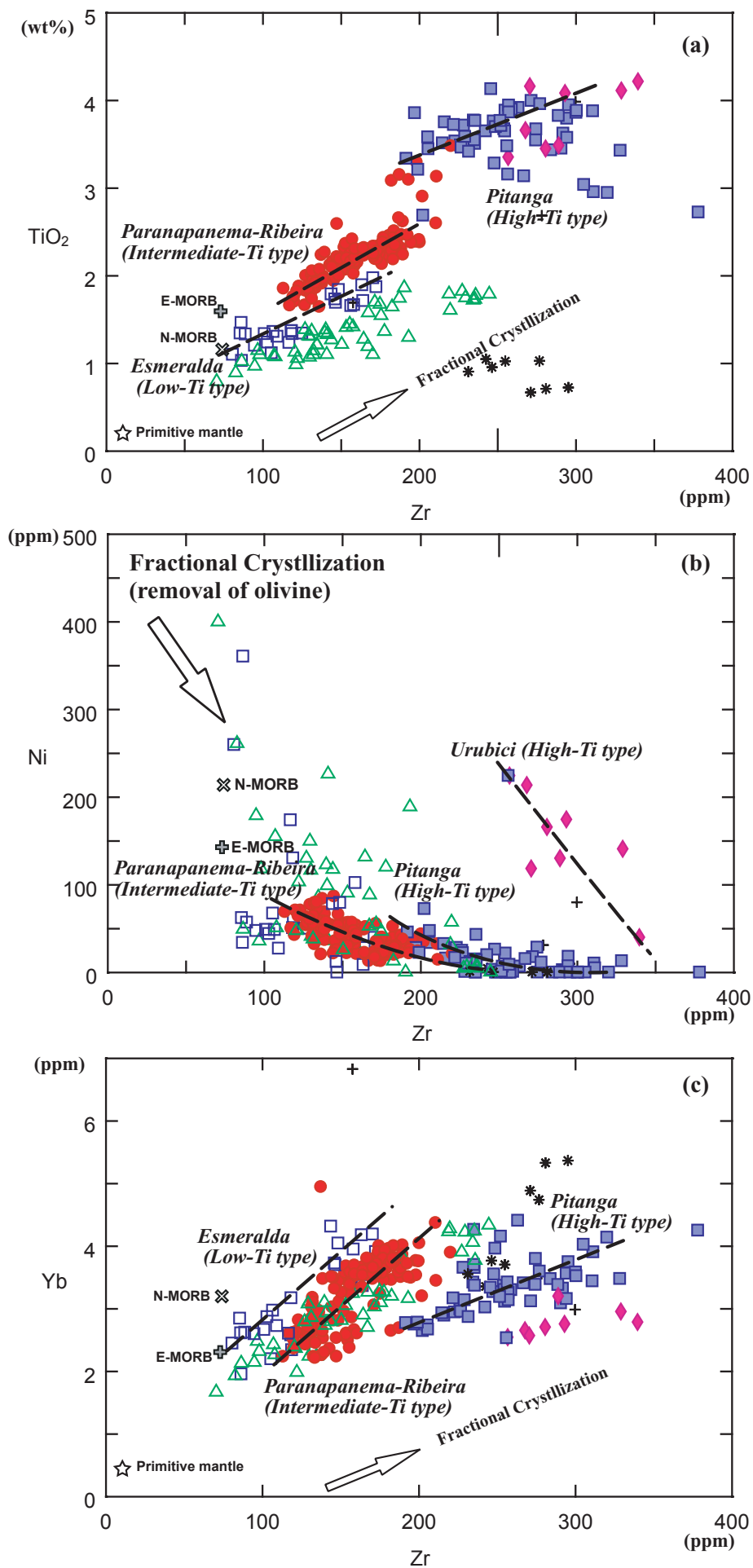
Ni を縦軸に取ったダイアグラムでは、低 Ti タイプの Gramado と Esmeralda は、カンラン石の分別による分化トレンドが認められた。

結晶分化の影響が良く認められるのは、Parapanema と Pitanga である。特に Pitanga は、分化の進行が考えられる。

(13) 地殻物質の同化作用の検討

大陸内で活動するような洪水玄武岩には、地殻物質の混染の影響が報告されている。⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比は、地殻物質混染の影響を知るために有効な指標である。そこで、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比を横軸に、上部地殻を構成する花崗岩類によく含まれるとされる元素もしくは元素比として、SiO₂, Th, U, La/Sm, Th/Yb を縦軸に取ったダイアグラムを作成し、地殻物質混染の影響を検討した (Fig. II-3-3-37)。その結果、いずれのダイアグラムにおいても、低 Ti タイプマグマの Gramado、そして Esmeralda の一部の試料には、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比と各元素、もしくは元素比について正の相関が認められた。

Fig.II-3-3-38 に、Fig. II-3-3-37 で検証した、La/Sm 比と Th/Yb を縦軸に、横軸に Mg#を取ったダイアグラムを示す。このダイアグラムでは、低 Ti タイプマグマの Gramado は、他のマグマタイプと比べて、最も高い La/Sm 値と Th/Y 値を示し、また、変化量が多い。これは Gramado が、地殻物質の混染による影響を強く受けたことを示している。また、同じく低 Ti タイプマグマの Esmeralda も、Gramado と同様の傾向を示し、他のマグマタイプに比べて、地殻



LEGEND

△	Gramado	} Low-Ti type
□	Esmeralda	
●	Paranapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
■	Pitanga	
◆	Urubici	} High-Ti type
+	Unclassified basalt	
*	Acidic rocks related to the Paraná flood basalt	

N-MORB and P-MORB: Schilling et al. (1983)
 Primitive Mantle: McDonough and Sun (1995)

Fig. II-3-3-36 Selected diagrams to examine influence of fractional crystallization

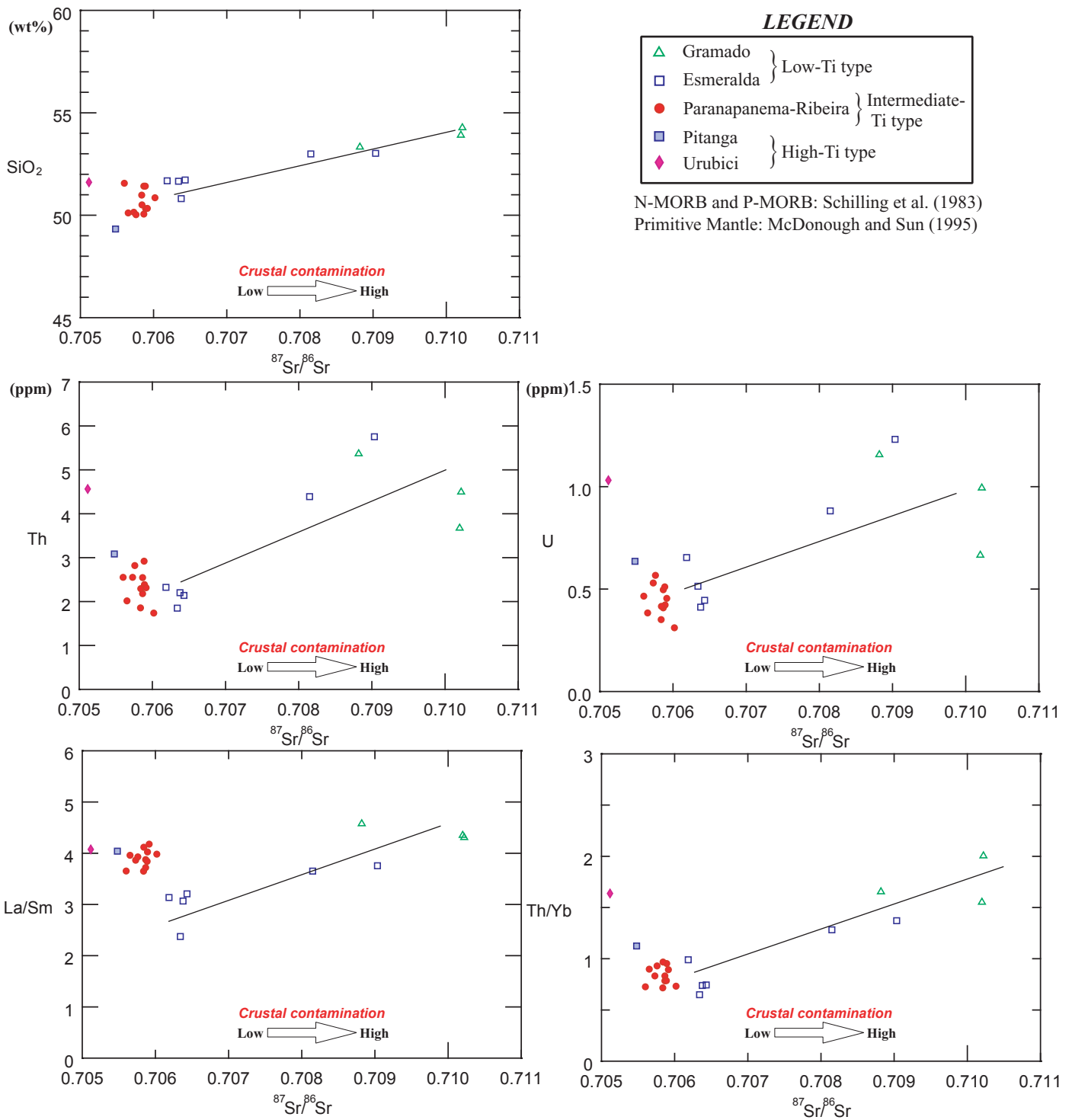
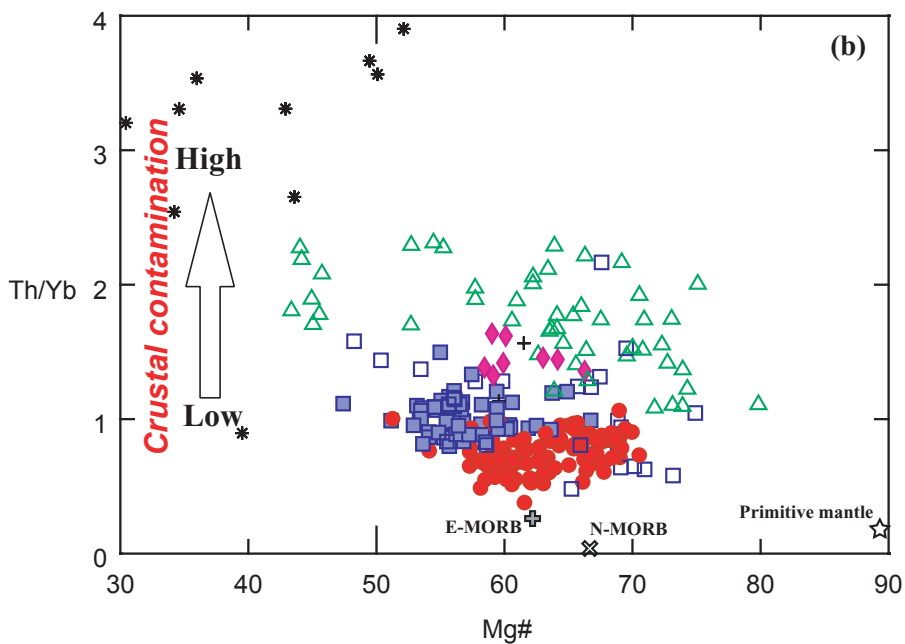
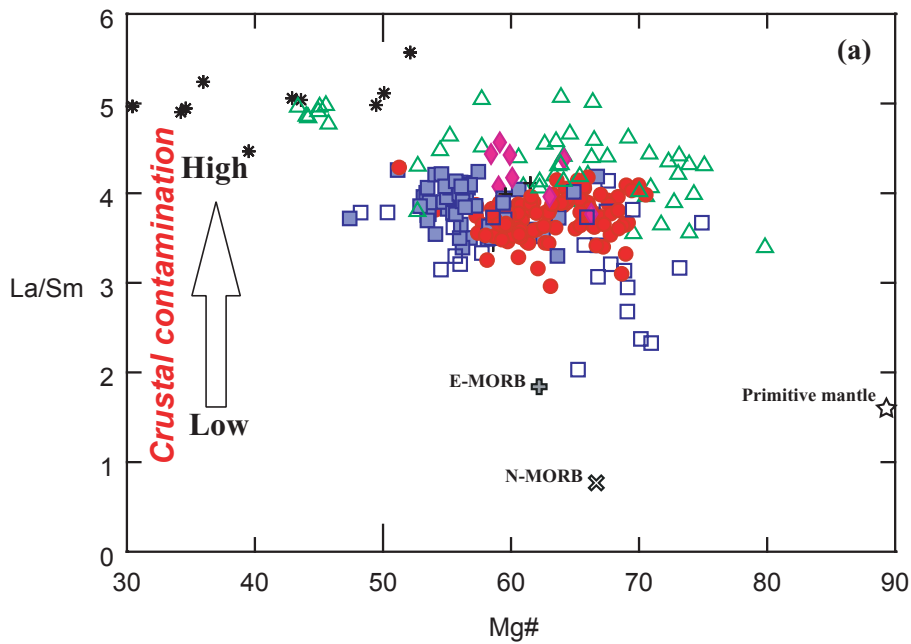


Fig. II-3-3-37 Variation of selected elements and ratios by crustal contamination for samples



LEGEND

△	Gramado	} Low-Ti type
□	Esmeralda	
●	Parapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
■	Pitanga	
◆	Urubici	} High-Ti type
+	Unclassified basalt	
★	Acidic rocks related to the Paraná flood basalt	

N-MORB and P-MORB: Schilling et al. (1983)
 Primitive Mantle: McDonough and Sun (1995)

Fig. II-3-3-38 Mg number vs. La/Sm and Th/Yb diagrams for lava samples

物質の関与が大きかったと考えられる。

高 Ti タイプマグマの Pitanga と Intermediate Ti タイプマグマの Paranapanema-Ribeira は、地殻物質の同化作用が認められないが、これは、マグマチャンバーの位置が、低 Ti タイプマグマと比べて、より深い位置にあったことを示しているのかもしれない。

(14) 玄武岩溶岩・貫入岩中に含まれるカンラン石の化学組成

これまで述べてきたように、パラナ洪水玄武岩は、結晶分化作用の影響を受けていることが明らかである。そこで、比較的始源的であると予想されるカンラン石を含む溶岩や貫入岩について、カンラン石の分析結果から、初生マグマの組成、分化の程度、分別結晶作用の影響を検討した。

分析に当たっては、溶岩・貫入岩試料から Mg#が高いものを選び、細粒で且つ自形のカンラン石について EPMA による組成分析を実施した。分析に供した試料は、Intermediate Ti タイプの Paranapanema-Ribeira と低 Ti タイプの Gramado の溶岩、そして Gramado のフィーダー岩脈およびシルである。分析に供した試料のリストを Table II-3-3-2 に、カンラン石の顕微鏡写真と分析結果を巻末資料に示す。

未分化玄武岩は下記の様な共通した特徴を持つことが知られている (Green et al., 1974; Sato, 1977)。

- FeO total (wt%)/MgO (wt%) \leq 1
- Mg number が、70 前後
- 高い Ni, Cr 含有量を示す (Ni: 200~450 ppm, Cr: 500~1000 ppm)
- カンラン石斑晶が、高い Ni 含有量を示す (Ni: 約 0.4%)

さらに、未分化玄武岩マグマとその中に含まれるカンラン石は、メルトがマントルから遊離して噴出するまで、平衡に達していたと考えられる。その場合の FeO と MgO の分配係数は同じである。これを表した式を次に示す。つまり、この式を満たせば、初生的なマグマから生成した玄武岩といえる。

$$KD = (\text{FeO/MgO})_{\text{mol olivine}} / (\text{FeO/MgO})_{\text{mol whole rock}} \approx 0.3$$

上記の判定結果を Table II-3-3-2 に、カンラン石の Fo (Forsterite) 成分を横軸に、Ni 量を縦軸に取ったダイアグラムを Fig. II-3-3-39 に示す。

採取した試料には、明確に初生的な玄武岩の特徴を示すものは、認められなかった。従って、カンラン石を含み、Mg#が高い値を示す試料でも、マグマチャンバー内で、ある程度の分化もしくは、他のマグマや地殻物質の同化を受けた後に、噴出もしくは貫入したものと考えられる。なお、最も条件に近い試料は、Lomba Grande 地区から採取した Gramado タイプのフィーダー岩

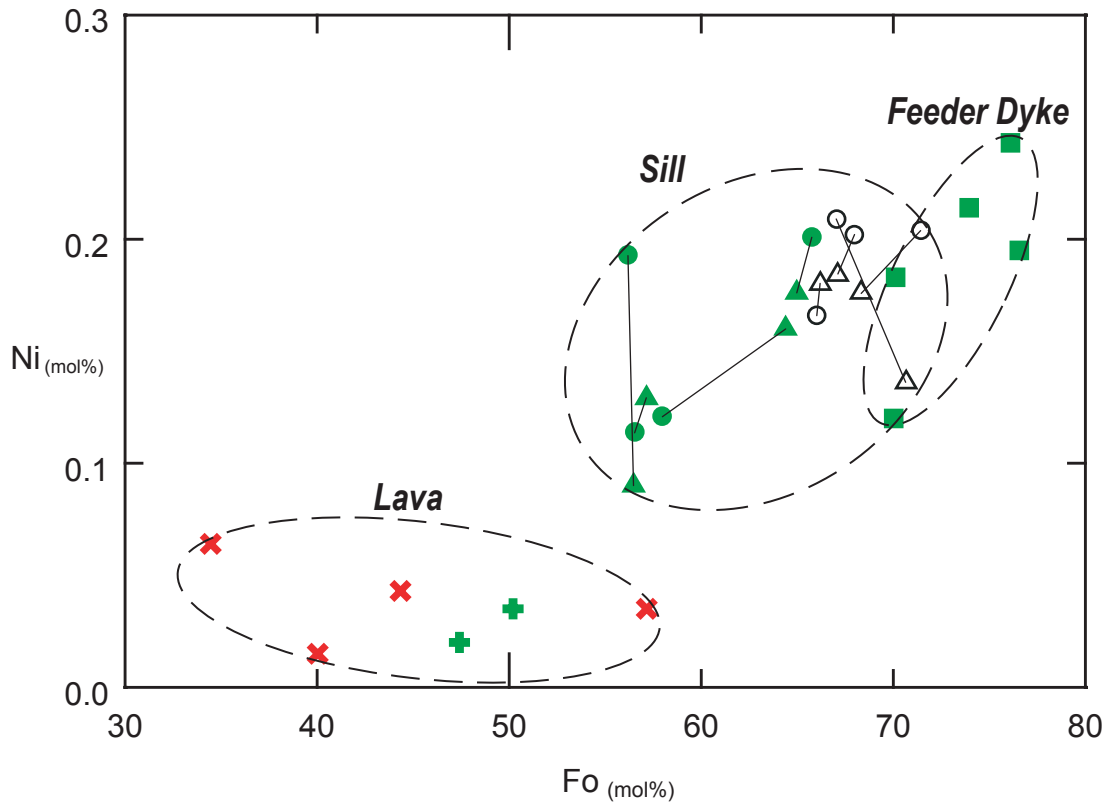
脈試料である (KN003)。

溶岩と貫入岩の比較では、溶岩よりも貫入岩に含まれるカンラン石の方が、Ni, Mg に富む。従って、溶岩よりも貫入岩の方が未分化な特徴を残している。これは、溶岩として噴出するよりも未分化な状態のマグマが、マグマチャンバーからシルや岩脈として周囲に貫入しているためかもしれない。

Table II-3-3-2 Samples for EPMA

Sample No.	Description	Magma Type	Mg#	FeO/MgO (whole rock)	Ni (olivine)	Ni (whole rock)	Cr (whole rock)	KD
					wt%	ppm	ppm	
	primitive basalt		≒ 70	≤ 1	≒ 0.4	200~450	500~1000	≒ 0.3
AS004A	lava, fine grained basalt	Paranapanema	61.43	2.5	0.04	51	88	0.43
AS021	lava, fine grained basalt with native copper	Gramado	66	2	0.02	48	25	0.4
KN003	feeder dyke, fine grained olivine basalt	Gramado	81.5	0.9	0.19	21	601	0.31
TG62-226.3	sill, olivine dolerite (drill core)	?	90.2	0.4	0.18	894	3370	0.85
TG114-289.9	sill, olivine dolerite (drill core)	Gramado?	88.6	0.5	0.15	705	2020	1.03

Olivine



LEGEND

○	Sill-core (unclassified type)
△	Sill-rim (unclassified type)
●	Sill-core (Low-Ti type: Gramado)
▲	Sill-rim (Low-Ti type: Gramado)
■	Feeder dyke-core (Low-Ti type: Gramado)
+	Lava-core (Low-Ti type: Gramado)
×	Lava-core (Intermediate-Ti type: Paranapanema-Ribeira)

Fig.II-3-3-39 Variation of Ni with forsterite in olivines from intrusion lava and intrusion

3-3-3 パラナ洪水玄武岩類の形成年代

パラナ洪水玄武岩類は、各マグマタイプの平面分布が限られており、水平的な火成活動の変遷が予想される。そこで、K-Ar 法年代測定よりも高精度で、変質の影響も考慮できる ^{40}Ar - ^{39}Ar 法年代測定を用いて、本調査で採取した試料を分析するとともに、既存の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代値を用いて、各マグマタイプの形成年代を検討した。

(1) ^{40}Ar - ^{39}Ar 法年代測定

採取した試料の位置図を Fig. II-3-3-40 に、試料の一覧表を Table II-3-3-3 に、プラト一年代値を Fig. II-3-3-41 (a)~(c)に示す。なお、分析には、レーザーによる段階加熱法を用いた。

試料の採取は、パラナベズン中央から南部にかけて、マグマの分布方向と調和的な NW-SE 方向に行い、未変質の試料を採取する様、努力した。

Table II-3-3-3 Samples for Ar-Ar dating

Sample No.	Locality	Type	Rock Name	Description	Alteration (amount of alteration minerals)	Magma Type
AS001	Rio das Antas near S. Bemardo, RG.	Lava	basalt	lava, dark gray, fine, massive, native copper included	rare (celadonite)	Gramado
AS003	Road cut near Três Barras do Paraná	Lava	basalt	lava, gray, fine, massive.	minor (celadonite)	Ribeira
AS006	Quarry on the way from Quedas do Iguaçu to Nova Laranjeiras	Lava	basalt	lava, dark gray, fine, massive, rarely greenish celadonite included	minor (celadonite)	Parapanema
AS023	Lages, basalt fall	Lava	basalt?	dark gray fine-grained basalt or intrusion, fine-grained sulfide (pyrite?) included.	unaltered	Esmeralda
AS024A	Quarry at Painei, 25 km southeast from Lages	Lava	basalt?	black aphanitic rock, compact and very homogenous, columnar joint(10-30cm) well developed	unaltered	Esmeralda
KN002	Lomba Grande Quarry	Intrusion (sill)	gabbro	sill, dark greenish grey and redish dots, coarse grain, picritic, pyroxene+plagioclase+olivine.	unaltered	Gramado?
KN003	First Flow of basalt eruption	Intrusion (Dyke)	basalt	feeder dyke, dark greenish grey, fine grain(glassy), phenocryst: pyroxene+plagioclase.	rare (celadonite)	Gramado?
KN005	Quarry of basalt near Vacaria	Lava	basalt	lava, dark greenish grey, fine grain, phenocryst: plagioclase(+pyroxene).	rare (celadonite)	Esmeralda
KN012	Near Catanduvas	Lava	basalt	lava, greenish grey, medium grain, phenocryst: plagioclase+pyroxene, native copper.	common (celadonite)	Esmeralda?
KN016	Road cut near S. Miguel d'Oeste, Santa Catarina	Lava	basalt	lava, greenish grey, fine grain, massive, phenocryst: plagioclase+pyroxene, magnetite, native copper.	rare (celadonite)	Parapanema
KN020	Abandoned quarry near Novo Esperança, Same location as Otavio's OL2179	Lava	basalt	lava, dark greenish grey, fine grain, massive, glassy, phenocryst: plagioclase(+pyroxene).	rare (celadonite)	Parapanema
KN024A	Quarry in Capanema	Lava	basalt	lava, grey, fine grain, glassy, phenocryst: plagioclase, magnetite.	common (celadonite)	Parapanema
KN027	Road cut near São Miguel do Iguaçu	Lava	basalt	lava, greenish grey, fine grain, massive, glassy, phenocryst: plagioclase, magnetite.	rare (celadonite)	Parapanema
KN031	Quarry near Mal Cândido Rondon	Lava	basalt	lava, grey, fine grain, massive, native copper along joint.	unaltered	Parapanema
KN050	Road cut, the southeast of Santo Ângelo	Lava	basalt	lava or sill?, dark grey, medium-coarse grain, massive, phenocryst: plagioclase+pyroxene, sulfide dissemination.	minor (celadonite)	Parapanema
KN052	Road cut, between of Santa Rosa and Três de Maio	Lava	basalt	lava, grey, fine-medium grain, massive, phenocryst: plagioclase+pyroxene, native copper in.	minor (celadonite)	Ribeira

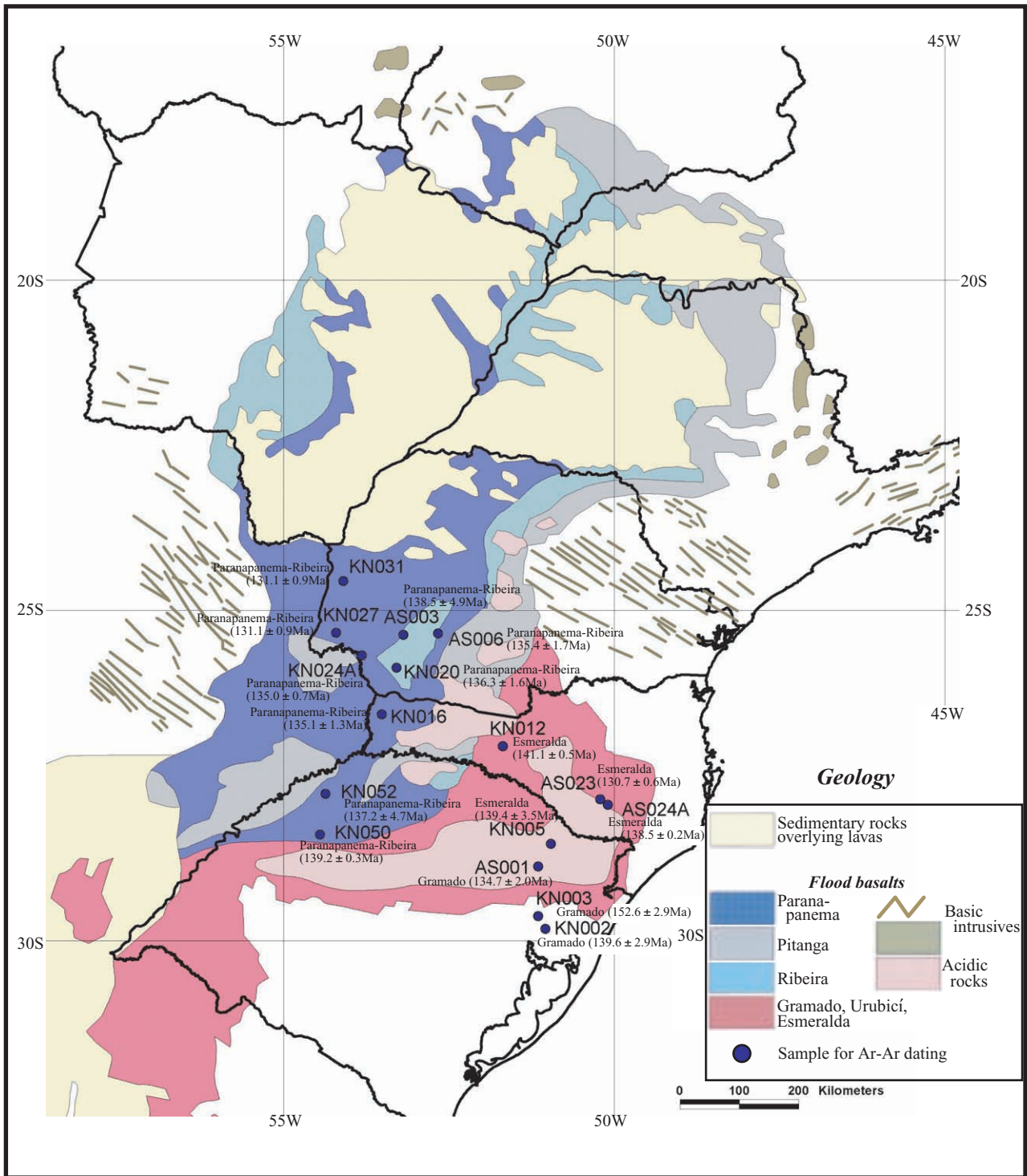


Fig. II-3-3-40 Location of collected samples for Ar-Ar dating in the Paraná flood basalts

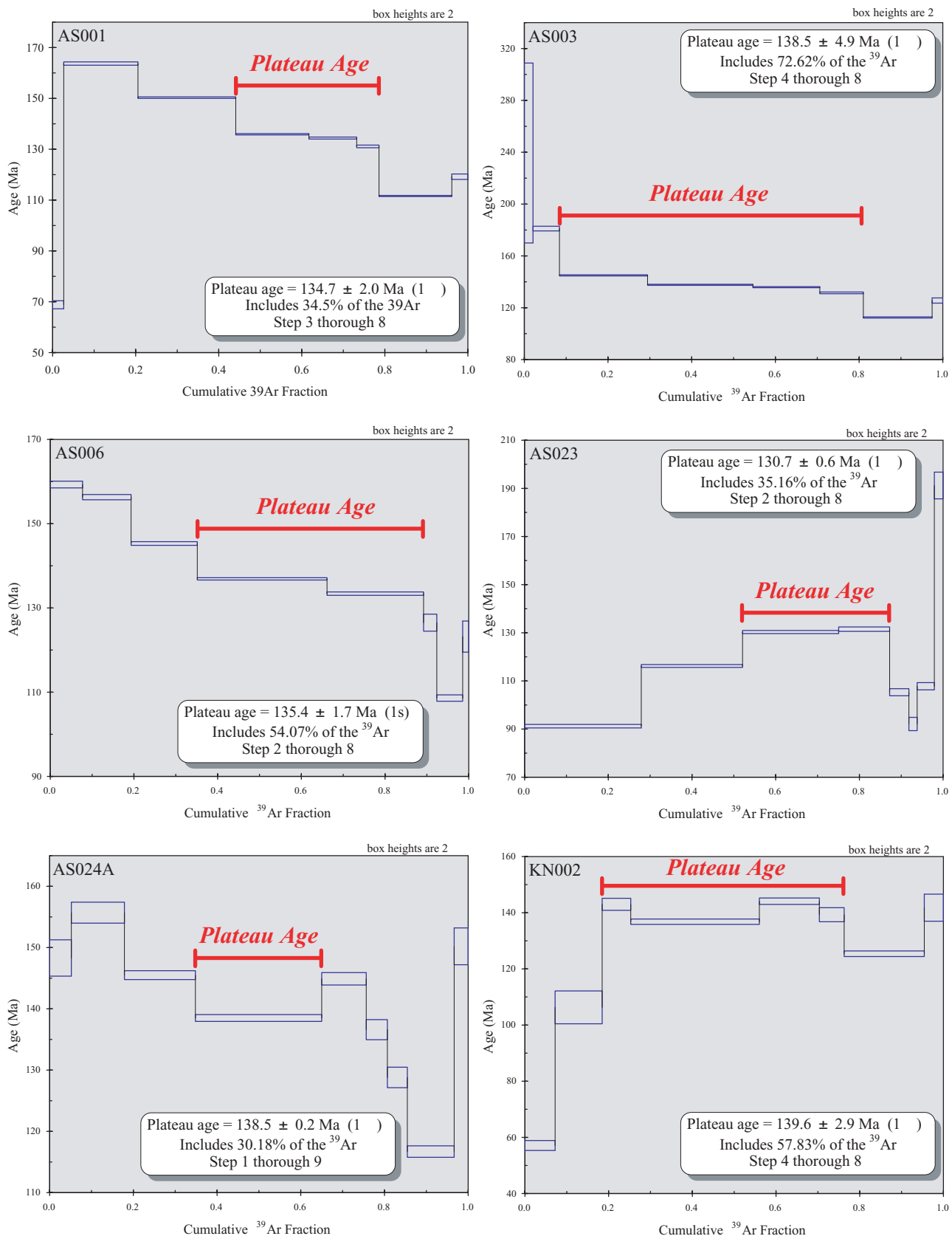


Fig. II-3-3-41 (a) Laser step-heating results and plateau age for the Parana flood basalts

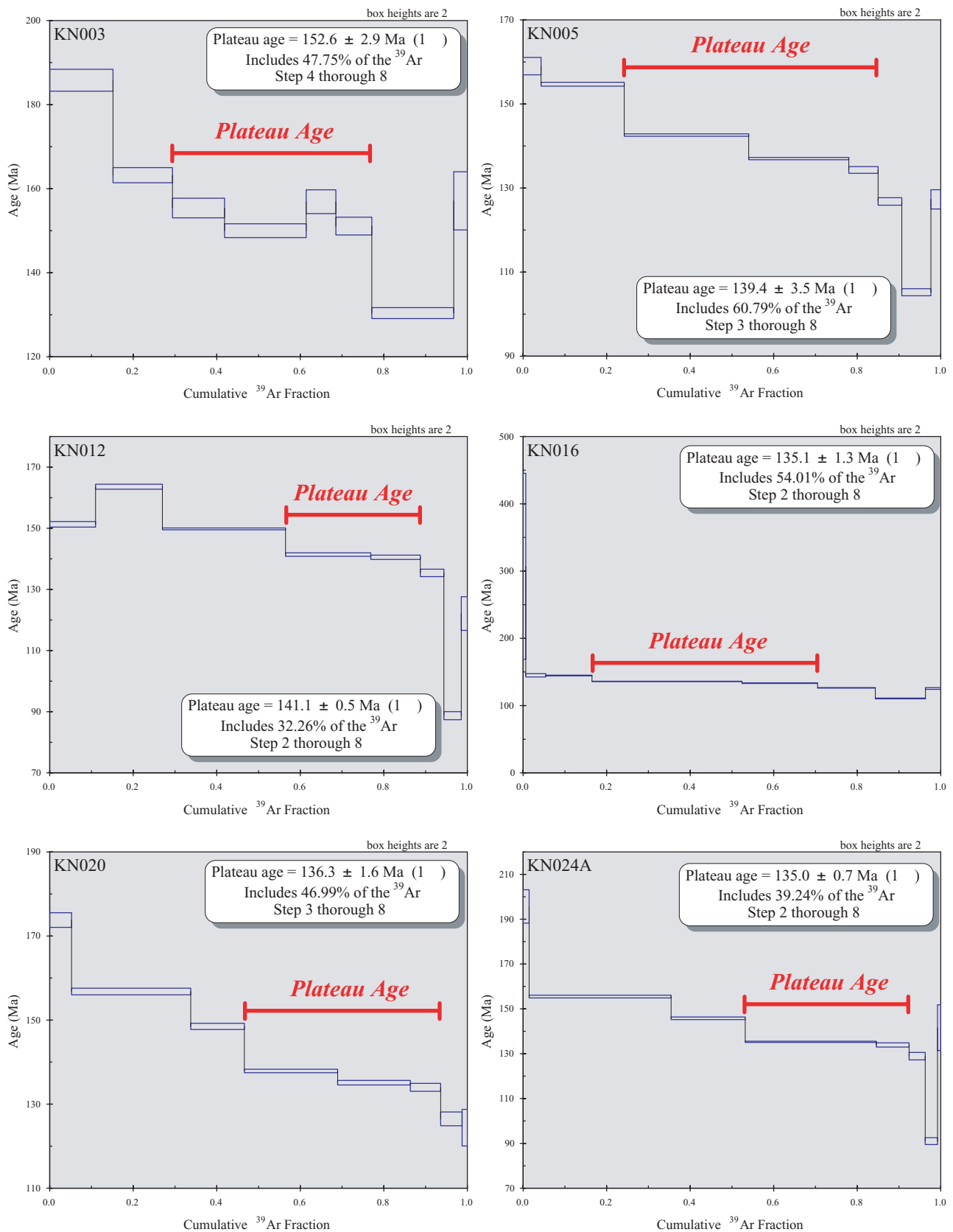


Fig. II-3-41 (b) Laser step-heating results and plateau age for the Paraná flood basalts

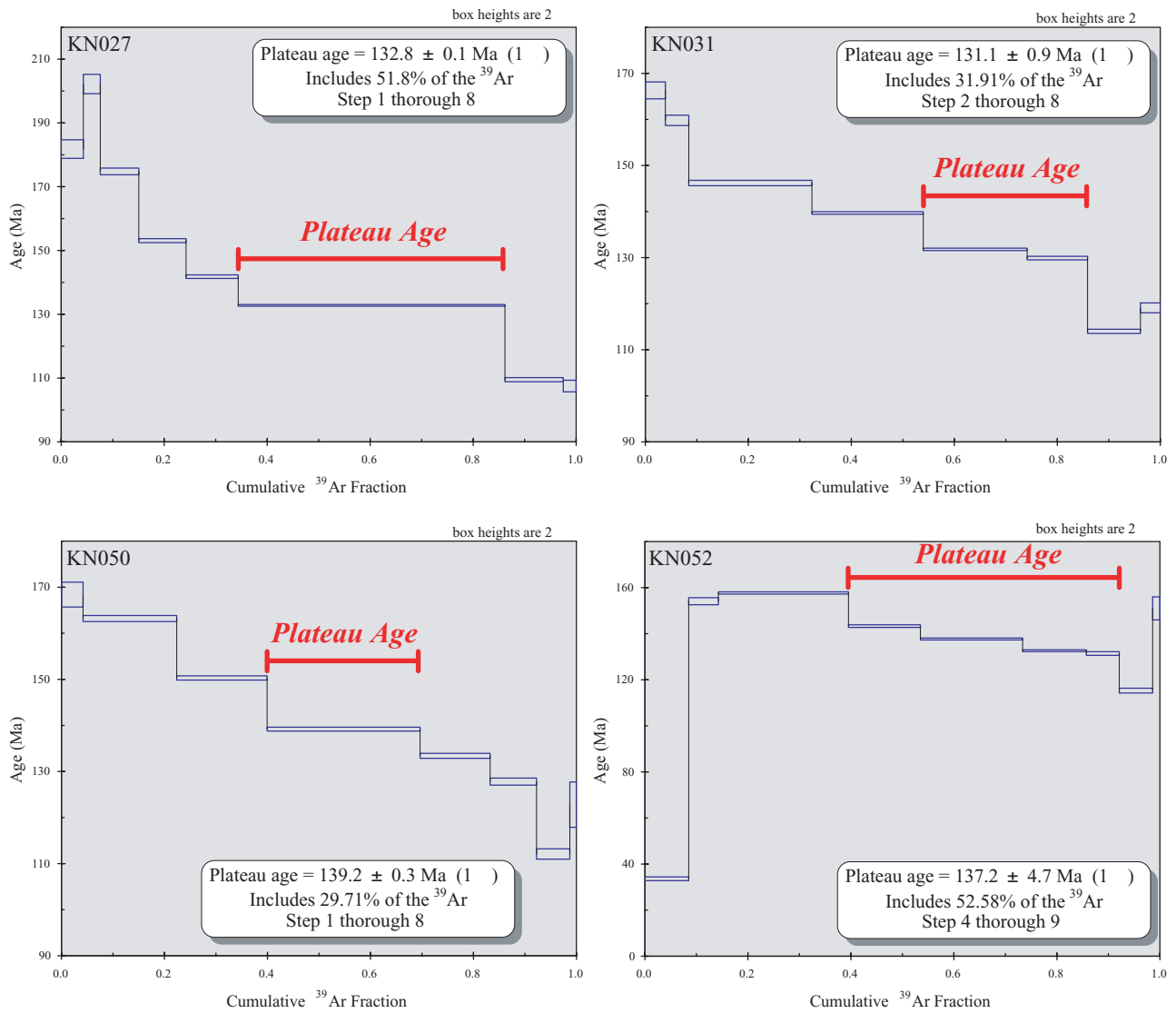


Fig. II-3-3-41 (c) Laser step-heating results and plateau age for the Parana flood basalts

^{40}Ar - ^{39}Ar 法年代測定年代プラトーの認定には、高温部分の連続した3ステップ以上の加熱年代値が、95%信頼限界の範囲で一致し、かつ全体の ^{39}Ar の50%以上が、そのステップ中に含まれることが必要である(Uto and Ishizuka, 1999)。そして、プラトーを構成する年代値は、そのすべての加重平均値をプラトー年代とすることが一般的である。

信頼性の高い $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 段階加熱年代の定義(Lanphere and Dalrymple 1978)は、下記のとおりである。

- ・プラトー年代が得られていること
- ・プラトー部分のデータでアイソクロンが引けること。
- ・プラトー、アイソクロン両年代が95%信頼限界の範囲で一致すること
- ・アイソクロンの初生 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 比が295.5と著しく異なること

本調査では、すべての試料において3ステップ以上の加熱年代値が95%信頼限界の範囲で一致しなかったため、比較的連続するプラトーの加重平均により年代値を算出した(Fig. II-3-3-41 (a)~(c))。従って、すべて参考値としてのみ取り扱う必要がある。この原因については、不明だが、段階加熱の段数が少なかったことも影響していると考えられる。

(2) 本調査による ^{40}Ar - ^{39}Ar 法年代測定結果

本調査の分析結果によると、パラナベーズン中央部付近に分布するParanapanema-Ribeira 溶岩の測定結果として、131.1~138.5 Ma が、パラナベーズン中南部に分布するParanapanema-Ribeira 溶岩の測定結果として137.2~139.2 Ma の値が得られた。そして、調査地域南東部のGramado 溶岩の測定結果として、130.7~139.4 Ma が、そして調査地域南東部の貫入岩の測定結果として、139.6~152.6 Ma の結果が得られた。各年代値は、公表されている値よりもばらついた傾向を示し、やはり誤差が多いことが予想される。

(3) 公表されている年代値に基づく平面的な火成活動の変遷

公表されている年代値をプロットしたものを、Fig. II-3-3-42 に示す。プロットした年代値は、Turner et al. (1994)、Stewart et al. (1996)及びRenne et al., (1992; 1996)から引用した。

パラナ洪水玄武岩の形成年代には平面的な傾向が見られる。比較的古い年代値は、パラナベーズン北部と南西部に分布する高TiタイプのPitanga 溶岩とIntermediate TiタイプのParanapanema-Ribeira 溶岩から得られている。年代値は、パラナベーズン北部で 136.9 ± 1.3 Ma、パラナベーズン西部で $138.4 \pm 1.3 \sim 136.5 \pm 0.8$ Ma である。Ponta Grossa Arch の岩脈群は、前述の値よりも2~8 Ma 新しい年代値を示し、 $134.1 \pm 1.3 \sim 130.4 \pm 2.9$ Ma である。最も新しい年代を示すのは、パラナベーズン南東~南西部に分布する低TiタイプのGramado である。パラナベーズン南西部のGramado 溶岩は、 $132.8 \pm 1.8 \sim 126.8 \pm 2.0$ Ma を示す。また、パラナベーズン南西部のGramado 溶岩は、 $133.3 \pm 0.8 \sim 127.7 \pm 4.6$ Ma を示す。

以上の様に、パラナ洪水玄武岩溶岩の平面的な形成年代の傾向として、パラナベーズンの北

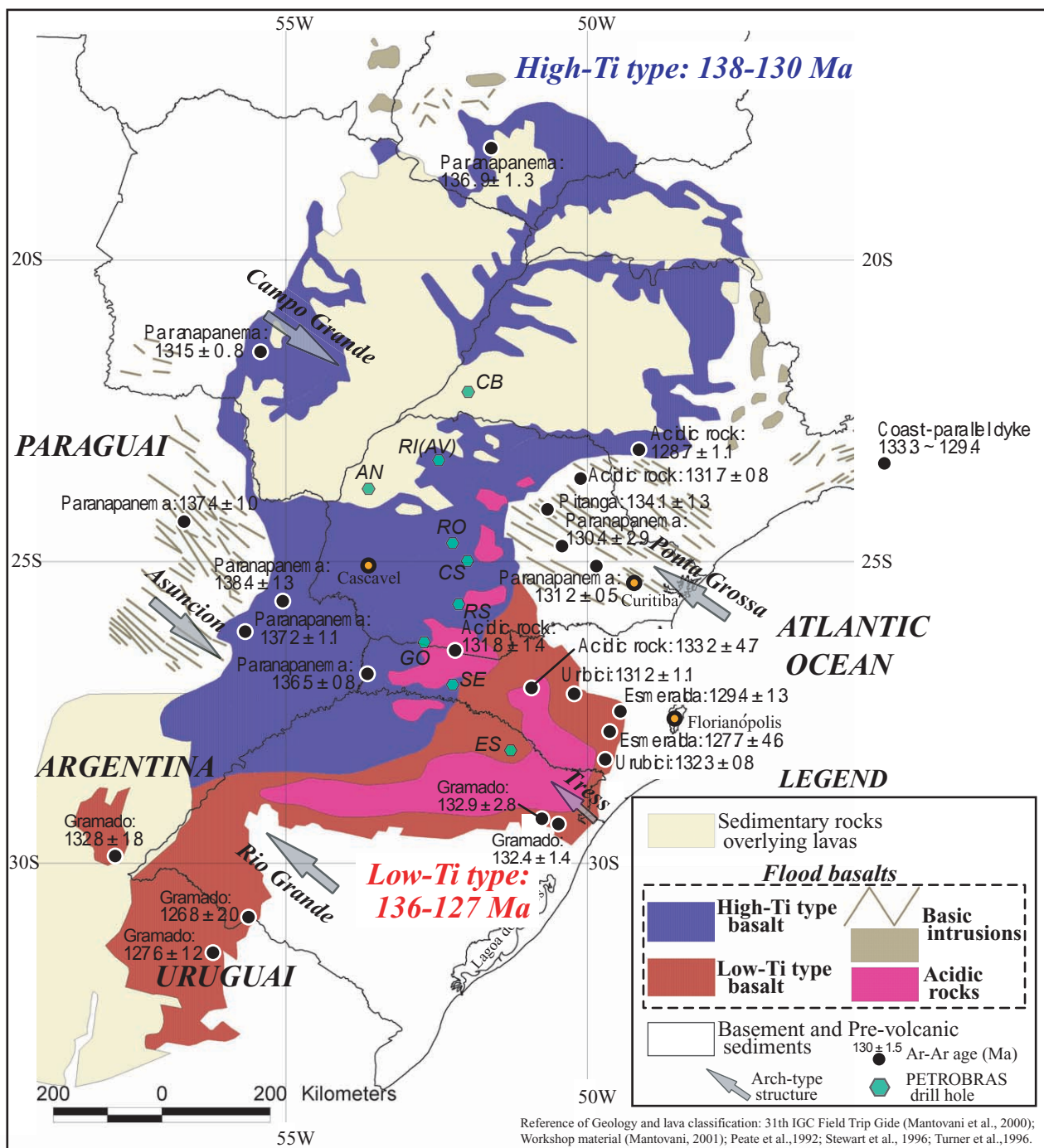


Fig. II-3-3-42 Magma types and Ar-Ar data in the Paraná flood basalts (after Turner et al., 1994 ; Stewart et al., 1996)

部及び西部から南東～南部にかけて新しくなる傾向がある。

(4) 公表されている年代値に基づく垂直的な火成活動の変遷

Fig. II-3-3-43 は、Peate et al. (1992)のデータ (Table II-3-3-4) を基に、パラナベーゼンの 8 本の試錐における各マグマタイプの層序を示したものである (試錐の位置は Fig. II-3-3-42 参照)。この図において縦軸はほぼ 1.5 km であるが、横軸は 8 本の試錐を結んだ距離が約 700 km に及ぶことに注意されたい。すなわち、ベースンの南縁にあたり、基盤が浅い南側では、共に低 Ti タイプに区分される Gramado 及び Esmeralda の溶岩が、北方のベーゼン中心方向に 400 から 500 km 流れている。また、その上位に位置し、600 km 以上にわたって追跡される Pitanga 及び Paranapanema は高 Ti タイプに区分され、パラナベーゼンの中心を占め、その一部は南に逸流しているような分布を示す。

Fig. II-3-3-43 には、Stewart et al. (1996)による試錐試料の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代値すべてを、Peate et al. (1992)の地化学層序区分に重ねて示してある。大雑把な年代値の傾向として、下部から上方に向かって新しい年代値が得られているものの、前後する場所がある。現状では、分析数が少ないため、詳細な垂直方向の年代変化を判断できない。地化学層序の確認も含めて、より多数の試料の分析が必要である。

Table II-3-3-4 Nomenclature scheme for the Paraná magma types, and their relationship to previous groups from the Paraná and Etendeka literature (Peate et al., 1992)

Basalt magma types	
"Low-Ti" <i>Gramado</i>	LTiB ¹ , LTi(S) ² , LPT ³ , sector II ⁵ , Tafelberg ⁹ , Albin ⁹
<i>Esmeralda</i>	LTiB ¹ , LTP upper ⁴ , sector I ⁵
<i>Ribeira</i>	LTiB ¹ , LTi(N) ² , group A ⁶
"High-Ti" <i>Urubici</i>	HTiB ¹ , HTi(S) ² , HPT ³ , Khumib ¹⁰
<i>Pitanga</i>	HTiB ¹ , HTi(N) ² , HPT ³
<i>Pranapanema</i>	HTiB ¹ , IPT ³ , ITi ⁷ , sector III ⁵
Rhyolite magma types	
<i>Palmas</i>	PAV ⁸ , LPT rhyolite ³ , Taferberg and Springbok quartz latite ⁹
new subgroups:	Santa Maria, Caxias do Sul
<i>Chapecó</i>	CAV ⁸ , HPT rhyolite ³ , Sarusas quartz latite ¹⁰
new subgroups:	Guarapuava, Ourihos (Paraná); Sarusas (Etendeka)

Sources: ¹ Bellieni et al. (1984a), ² Marques et al. (1988), ³ Hawkesworth et al. (1988), ⁴ Peate et al. (1988b), ⁵ Fodor et al. (1985), ⁶ Petrini et al. (1987), ⁷ Mantovani et al. (1988), ⁸ Bellieni et al. (1986), ⁹ Erlank et al. (1984), ¹⁰ Duncan et al. (1988)

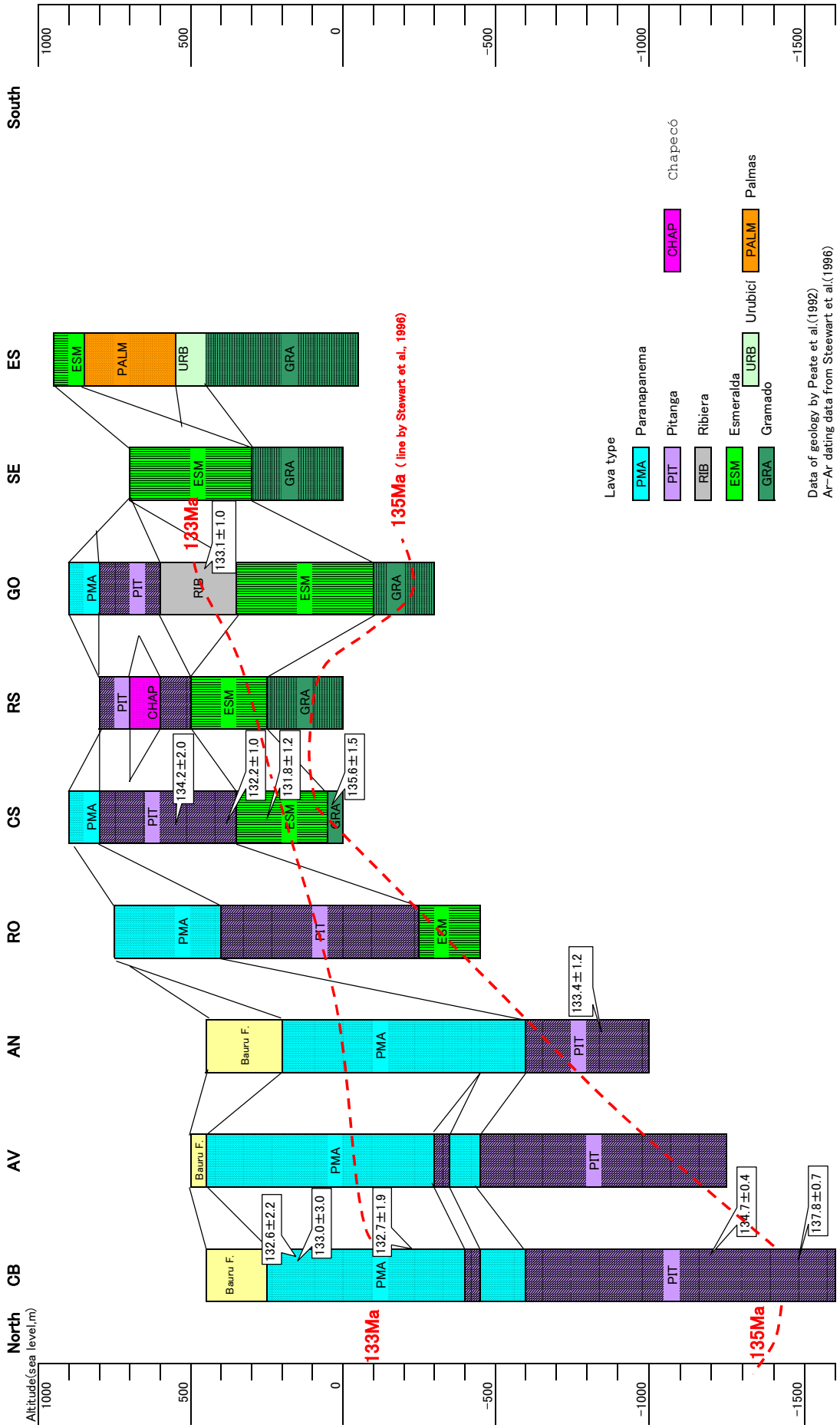


Fig.II-3-3-43 Chemical stratigraphy and Ar-Ar dating data by drill samples along North-South direction in Paraná basin

3-3-4 パラナ洪水玄武岩類の火成作用の特徴と変遷

Table II-3-3-5 にパラナ洪水玄武岩の各マグマタイプの形成条件について示す。

パラナ洪水玄武岩類は、TiO₂ 含有量によって、高 Ti タイプ、Intermediate Ti タイプ、低 Ti タイプマグマと 3 つに分かれる。これは、部分熔融の程度の違いを反映したものと考えられる。

また、この 3 つのマグマタイプの平面分布には地域性があり、北から南に向かって、高 Ti タイプ、Intermediate Ti タイプ、低 Ti タイプが分布する。

ソースの特徴として、高 Ti タイプマグマや Intermediate Ti タイプマグマには、微量元素に富化したソース（リソスフェアマントル）の関与が、また、低 Ti タイプマグマの Esmeralda には、海洋域の玄武岩類の様に枯渇したソース（アセノスフェアマントル）の関与が推測された。

地殻物質の混染の影響が認められるのは、低 Ti タイプマグマの Gramado と Esmeralda である。

また、高 Ti タイプから低 Ti タイプマグマまで、すべて結晶分化の影響を受け、カンラン石、CPX、斜長石の分別、明瞭な不適合元素の濃集トレンドが認められる。

この様な、各マグマタイプの地化学的な特徴は、Tristan プリュームの活動に伴う大陸リソスフェアの薄化、Tristan プリュームの相対的な移動、及び大陸の分裂によって引き起こされたソースマントル、部分熔融程度、及び地殻上部物質混染の程度の違いを反映していると考えられる。つまり、リソスフェアの引張に伴う、マントルプリュームとリソスフェアの関係の変化が、マグマの地域性をもたらしたのかもしれない。

Table II-3-3-5 Comparison of magmatisms of each magma type for the Paraná flood basalt

Magma type	High-Ti		Intermediate-Ti	Low-Ti	
	Pitanga	Urubici	Paranapanema-Ribeira	Gramado	Esmeralda
Duration time of volcanism	137.8 - 132.2 Ma	132.3, 131.2 Ma	138.4 - 130.4 Ma	135.6 - 126.8 Ma	129.4, 127.7 Ma
Tectonic setting	Intraplate \longrightarrow Ocean ridge				
Degree of partial melting (Depth of magma generation)	Low (deeper) \longrightarrow High (shallower)				
Amount of incompatible elements (source mantle)	Enrichment (Fertile mantle? or plume?) \longrightarrow Depletion (mantle upwelling?)				
Degree of crustal contamination	Low			High	Low
Depletion of Pt and Pd for crustal contamination	no	no	no	yes	?
Depletion of Pt and Pd for fractionation	yes	?	rarely	?	?

従来のパラナ洪水玄武岩類の活動の様式は、低 Ti タイプマグマの **Gramado** の噴出が、南方からのリフトゾーンの拡大に伴い、北方に移動したことで説明されている。しかし、リソスフェアの薄化が続く中、比較的深部で形成されたと考えられる高 Ti タイプマグマよりも先に、比較的浅部で形成された低 Ti タイプのマグマが活動することは、不自然である。従って、マグマ活動は、基本的に高 Ti タイプマグマから低 Ti タイプマグマへと変遷したと考えた。

次にプリュームの活動を中心としたパラナ洪水玄武岩の形成モデルを示す (Fig.II-3-3-44)。この形成モデルの条件として、次のことが上げられる。

ブラジル南部からウルグアイ、そしてアルゼンチンにかけて分布するマグマタイプは、低 Ti タイプのみである。このことから初期のリフト形成と同時にリフトに沿って起こった火成活動とパラナベーズンで起こった火成活動は、連続したものではなく、別のものとも考えることもできる。そうすると、パラナベーズンでは、マントルプリュームの活動がマグマ形成の主動力となり、プリュームの直上が火成活動の中心になったと考えられる。つまり、溶岩の **Isopack** の厚い部分が火成活動（噴出）の中心で、しかもプリュームが通った跡を示していると考察した。

約 138 Ma 頃には、マントルプリュームがリソスフェアマントル下部に到達し、パラナ洪水玄武岩類の火成活動が開始した。その際、マグマの生成は、大陸のリソスフェアが厚かったため深部で行われ、部分溶融の程度は小さかったと考えられる。この時期には、高 Ti タイプの **Pitanga** が噴出した。地化学層序的には、パラナベーズン北部の溶岩の最下底には、低 Ti タイプの溶岩が分布する (Fig. II-3-3-25~28) が、これは、**Tristan** プリューム活動前のリフト形成時の火成活動によるものか、もしくは、定常的なフィーダーが形成される前の活動初期には、比較的地殻物質の混染量が多く、低 Ti タイプの溶岩が形成されたのかもしれない。

約 134 Ma 頃には、リソスフェアの薄化の進行により、マグマの生成がやや浅いところで行われるようになり、部分溶融程度も、やや大きくなったと考えられる。この時期には、高 Ti タイプの **Pitanga** の活動が減少し、**Intermediate Ti** タイプの **Paranapanema-Ribeira** の活動が本格化した。そして、この時期に最も大量の溶岩が噴出したと予想される。

約 130 Ma 頃には、マグマ生成深度は、浅部で行われる様になり、部分溶融の程度は、非常に大きくなったと予想される。マグマ生成深度が浅くなったため、多量の地殻物質を同化するようになった。この時期には、**Intermediate Ti** タイプの **Paranapanema-Ribeira** の活動から低 Ti タイプマグマの **Gramado** の活動に移行した。さらに、多量の地殻物質を混染したマグマが混合し、局部的に酸性岩が形成され始めた。同様に、局部的なマグマ活動として、分裂した **Atlantic Rift** 中に上昇してきたアセノスフェアを起源とするメルトが、混合して形成した低 Ti タイプの **Esmeralda** や、さらに地殻物質の混染、及び著しい結晶分化により形成した高 Ti タイプの **Urubicí** などの活動が起こった。

その後、大西洋の拡大と共に、**Tristan** プリュームは、陸地から相対的に離れ、海洋底に海膨

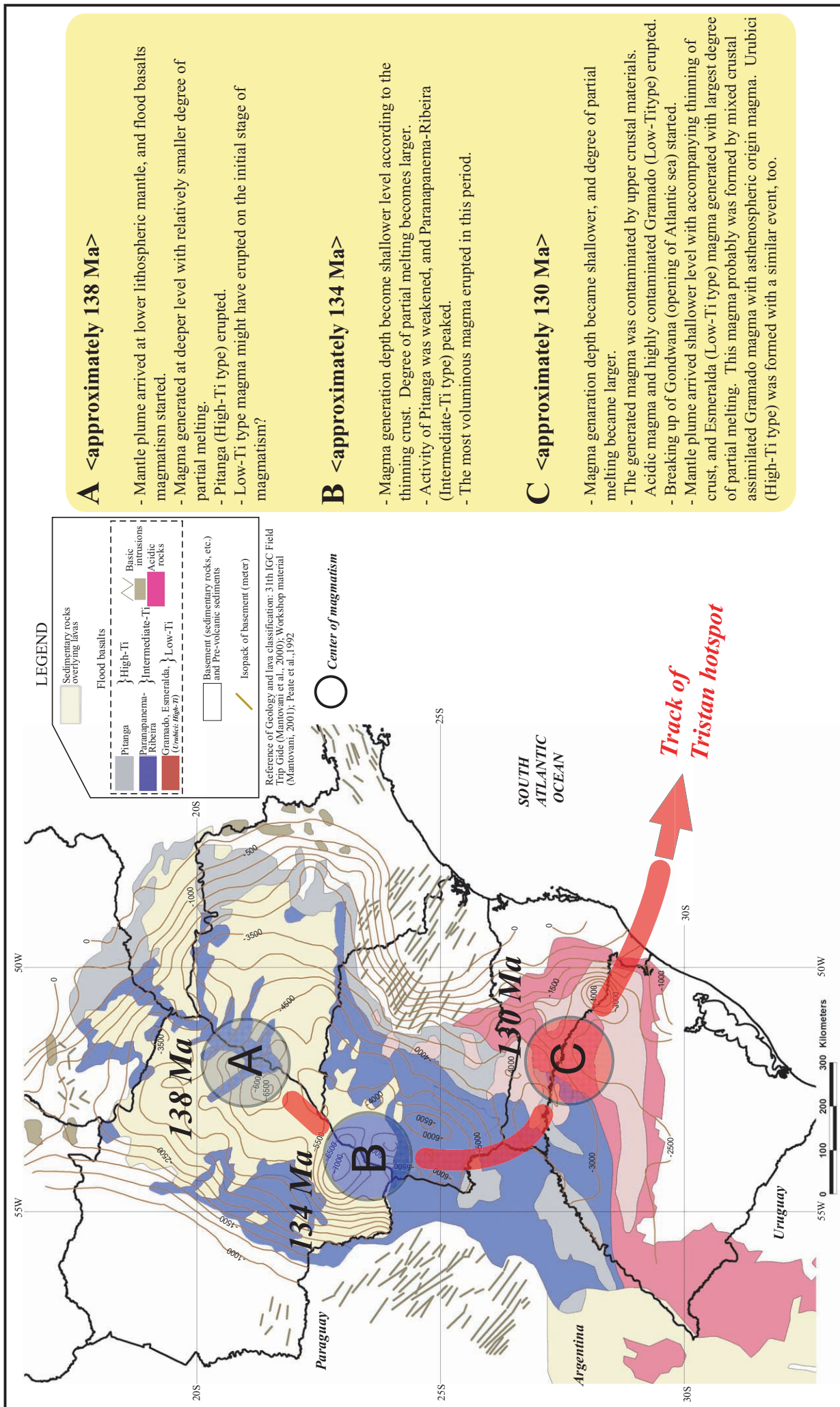


Fig. II-3-3-44 Schematic transitional model of magmatism for the Paraná flood basalts

や海山を形成し、現在は、大西洋中央海嶺付近に位置している。

パラナ洪水玄武岩類と Siberian Trap や Deccan 洪水玄武岩の火成作用の違いは、アセノスフェア物質の関与である。Siberian Trap や Deccan 洪水玄武岩は、マグマの形成にアセノスフェアやプリューム自身の溶融が関与している。この様なタイプの洪水玄武岩は、マグマ形成温度が、ピクライトを形成するぐらい高温になり、しかも、高い噴出レートで、比較的同一の場所に、短期間のうちに激しい火成活動を起こしたと予想される。この様な違いが、鉍床形成に大きな役割を果たしたのかもしれない。

一方、本調査では、高 Ti タイプの Pitanga と低 Ti タイプの Gramado を除き、マグマ形成条件の異なる各マグマタイプが共通して、比較的高い Pt, Pd 含有量は示した。これは、Pt に富むマグマを形成するために、必ずしもプリューム本体やマントル下部物質の関与が不要であること、もしくは、マグマの性質を特徴づける生成条件に、必ずしも影響されないことを意味しているのかもしれない。

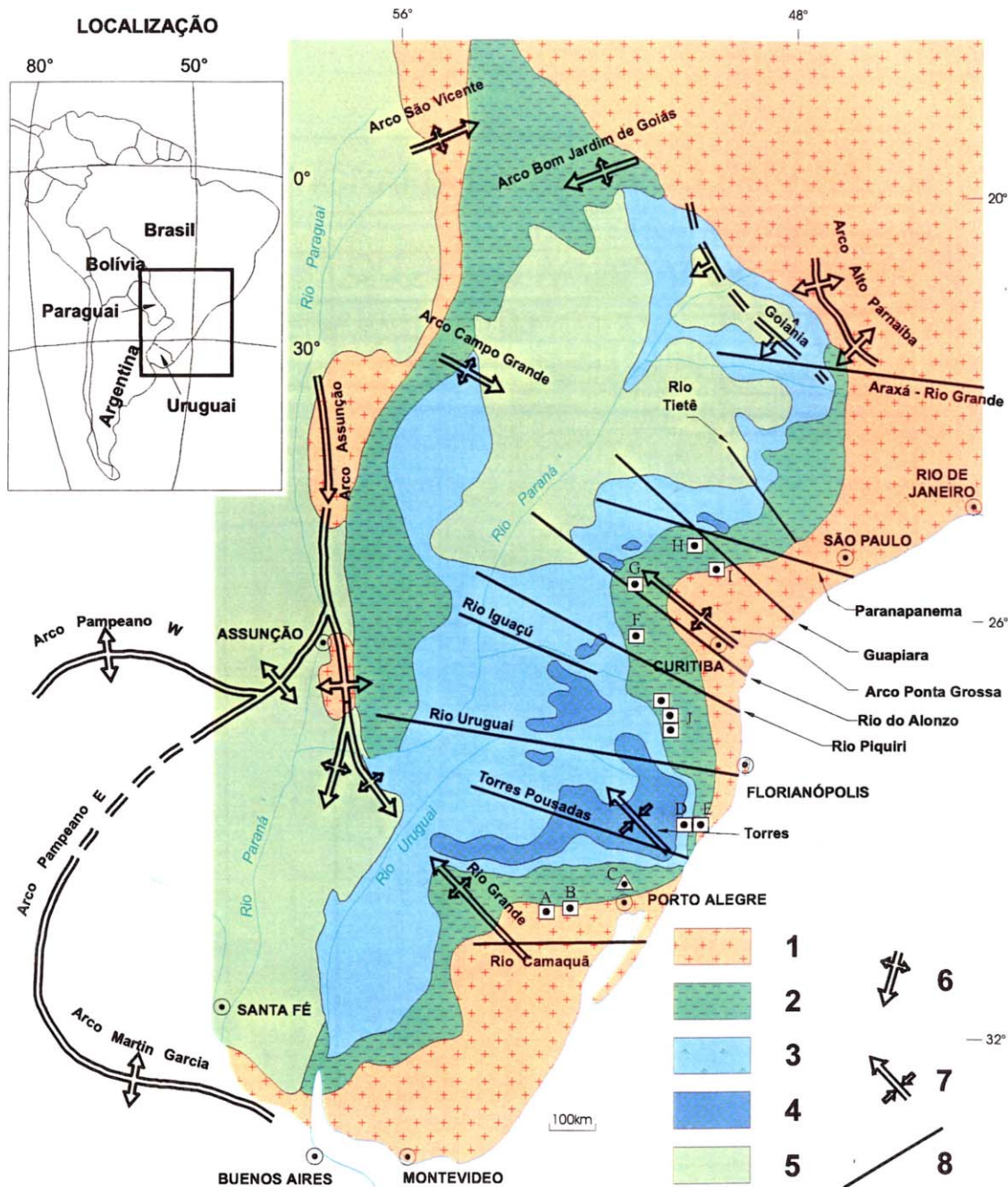
洪水玄武岩の形成条件と白金元素の関係は、今後、世界の洪水玄武岩類の形成条件等を比較することにより、より明瞭になるとと思われる。

3-4 パラナベーズン東縁辺部に分布する貫入岩類

3-4-1 カナダ・ブラジルの協力調査の概要

パラナベーズン東縁部においては、洪水玄武岩に関連した多数の貫入岩体（シル、岩脈）が分布している。これらの貫入岩体の地化学的特徴については、カナダとブラジルの協力プロジェクトにより調査されている。同調査の位置図を Fig. II-3-4-1 に示す。同調査の結果を要約すれば以下のとおりである。

- (1) パラナ洪水玄武岩類に関連する貫入岩体に Noril'sk タイプのニッケル・銅・PGE 鉱化作用が胚胎する可能性があるかどうかを評価するため、ベーズン北部の São Paulo から南部の Porto Alegre にかけて、パラナベーズン東縁部に分布する貫入岩体の岩石化学的調査を実施した。
- (2) パラナベーズンの洪水玄武岩類（噴出岩、貫入岩）は、一部の枯渇した岩石を除いて、他地域の洪水玄武岩と同様に Pt、Pd の高いバックグラウンド値を有している。
- (3) 洪水玄武岩と同様に、貫入岩体も高 Ti タイプと低 Ti タイプに分類され、それぞれのマグマタイプはベーズン北部と南部に分布する。微量元素の含有比率により、高 Ti タイプと低 Ti タイプのマグマは類似組成のマンテル物質から部分溶融の程度の違いで生成されたと考えられた。
- (4) 最も初生的な組成を有する岩体 ($MgO=18.26wt\%$) はパラナベーズン南部の Lomba Grande 岩体と Porto Alegre 周辺地区～Iruí-Leão 地区にかけて認められた。逆に最も分化したマグネシウムに乏しい岩体は北部の Ponta Grossa Arch で認められた。
- (5) パラナベーズン南部に存在するかんらん石に富んだ貫入岩体については、結晶分化作用の初期～中期において、かんらん石の分別結晶作用が主要な働きをしたと考えられ、Noril'sk 地域と類似のアソシエーションを形成している。しかし、これらの岩体全体としては親銅元素の枯渇や地殻物質の混染作用を示唆する微量元素の組合せは示さない。また大規模な溶岩噴出の通路となる広域的な断裂系やリニアメントは認められない。
- (6) いっぽうパラナベーズン北部の Ponta Grossa Arch の貫入岩体（シル）では、大部分の岩石が親銅元素に枯渇しており、このような岩石で地殻物質の混染作用が示唆された。親銅元素の枯渇はシルについてのみ認められ、洪水玄武岩噴出の通路と考えられる岩脈群には認められなかった。このような親銅元素の枯渇はベーズン南部の貫入岩体についてもごく限られた岩石に認められた。
- (7) 親銅元素に枯渇した貫入岩体と断裂系に支配された活発な火山活動の存在は、Ponta Grossa Arch が Noril'sk タイプの鉱化作用の最も有望なターゲットであることを示唆している。Ponta Grossa Arch の断裂帯は Noril'sk 地域の Noril'sk-Kharaelakh 断層と同じように大量のマグマの通路であった可能性がある。このようなマグマの通路はニッケル、銅、PGE を含んだ硫化物メルトの沈殿に好適な環境になりえる。



Esboço Geológico da Bacia do Paraná (modificado de Melfi et al, 1988): 1 Embasamento cristalino pré-devoniano; 2 Sedimentos pré-vulcânicos-dominantemente paleozóicos; 3 Lavas vulcânicas intermediárias e básicas; 4 - Derrames estratificados de lavas ácidas; 5 Sedimentos pós-vulcânicos (principalmente do Cretáceo Superior); 6 Estrutura tipo arco; 7 Estrutura tipo sinclinal; 8 Lineamento tectônico e/ou magnético. Sills □; intrusão hipoabissal △; A: região de Iruí-Leão-PA; B: região de Rio Pardo-PA; C: Lomba Grande-LG; D: Sill de Maracajá/Barro Branco-MB; E: Corpo Básico de Rio Urussanga-RU; F: Sill de Irati-PGA; G: Sill de Reserva-PGA; H: Sills de Siqueira Campos-PGA; I: Sill de Fatura-PGA; J: Corpo Básico de Pouso Redondo/Rio do Campo-PRR.

Fig.II-3-4-1 Intrusions studied by the Canada-Brazil cooperative project

3-4-2 パラナベーズン東縁部における貫入岩体の分布

CPRM/DNPM はパラナベーズン東縁部の古生層分布域において、石炭鉱床の探鉱を目的として 1970 年代から 1980 年代にかけて大規模なボーリング調査を実施した。ボーリングの本数は、今回確認された分だけでも 2,400 本以上である。これらのボーリングデータは CPRM によって取りまとめられ、多くのボーリングで貫入岩体（シル）が捕捉されていることが知られている。本調査においては、鉱山開発支援システム(MINEX)を用いて当該地区におけるシルのデータベース化を行い、その水平的、垂直的分布を明らかにすることを試みた。

Fig. II-3-4-2 にボーリング位置図を、Fig. II-3-4-3 に全地域のシル等厚線図を、Fig. II-3-4-4~Fig. II-3-4-6 にそれぞれ Lomba Grande ブロック、Santa Catarina ブロック、Ponga Grossa Arch ブロックにおけるシルの等厚線図を示す。また、Fig. II-3-4-7~Fig. II-3-4-17 は各ブロックにおける代表的地質断面図である。多くのシルはペルム紀の Irati 層以深の地層に貫入している。確認されたシルの最高層厚は 217m である。これは Ponta Grossa Arch ブロックの FP-02 孔で捕捉された(Fig. II-3-4-14, Fig. II-3-4-16)。Ponta Grossa Arch ブロックでは、この他にも数本のボーリングで 100m 以上の厚いシルが確認されている（例えば FP-09 孔:148m, SP-66 孔:180m, SP-17 孔:174m）。Ponta Grossa Arch には大量の岩脈群が存在するが、シルの貫入活動もパラナベーズン東縁部で最も活発だったと考えられる。Lomba Grande ブロックにおいて、互いに近接する TG-95 孔、TG-97 孔および TG228 の 3 孔によって捕捉されたシルは Porto Alegre の東北東約 100km に分布し、約 80km² の広がりとし 130m 以上の層厚を有すると推定される。その他大部分のシルの層厚は 100m 以下である。また確認された全シルの平均層厚は約 20m であった。

3-4-3 試料採取

岩石学的検討を行うため、地表露頭および CPRM/DNPM ボーリングから貫入岩体（シル、岩脈）の試料を採取した。露頭試料の採取位置は Fig. II-3-2-1 に示す。また試料採取を行ったボーリングの位置を Fig. II-3-4-18 に示す。地表露頭からはパラナベーズン東縁部に沿って、北から南までほぼまんべんなく試料が採取された。ボーリング試料は Ponta Grossa Arch ブロックでは 15 孔から、Santa Catarina ブロックでは 5 孔から、また Lomba Grande ブロックでは 10 孔から試料採取がなされた。

地表露頭で確認されたシルおよび岩脈は大部分がドレライト質であるが、粗粒なハンレイ岩質の部分も認められた。硫化物（黄鉄鉱または磁硫鉄鉱）の弱い鉱染がしばしば認められた。Ponta Grossa Arch では一般にクラック沿いに鱗片状の二次的な黄鉄鉱（または磁硫鉄鉱）が認められたが、まれに基質中に細粒の初生の黄鉄鉱と思われるものも見出された。すべてのシルおよび岩脈は見かけ上、非常に均質かつ岩相変化に乏しく、岩体内での分化幅は狭いと考えられた。なお、露頭試料については、1 つの露頭に複数の岩相が認められる場合は、岩相別に

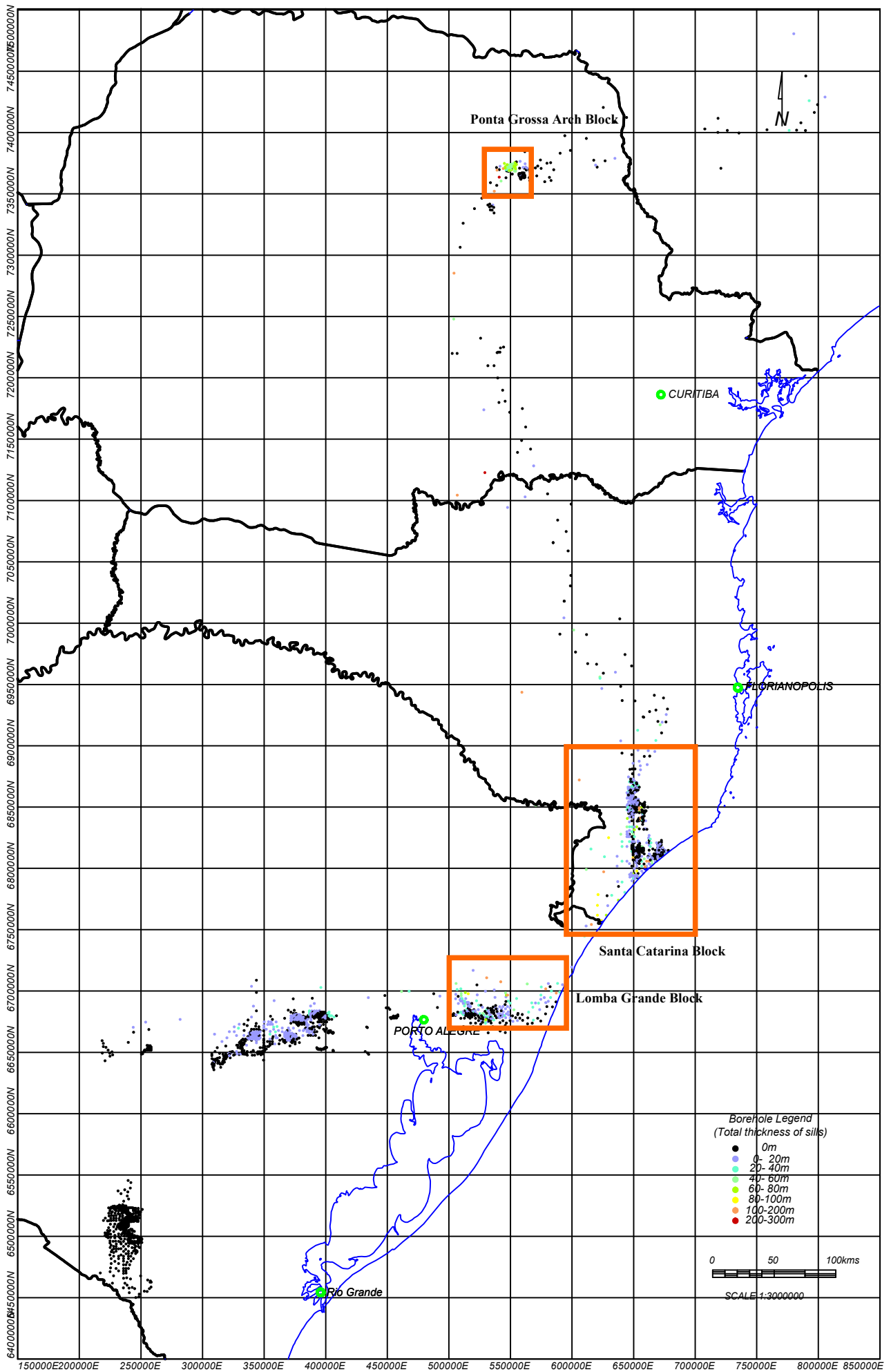


Fig.II-3-4-2 Borehole locations for the coal prospecting in the eastern margin of the Paraná basin

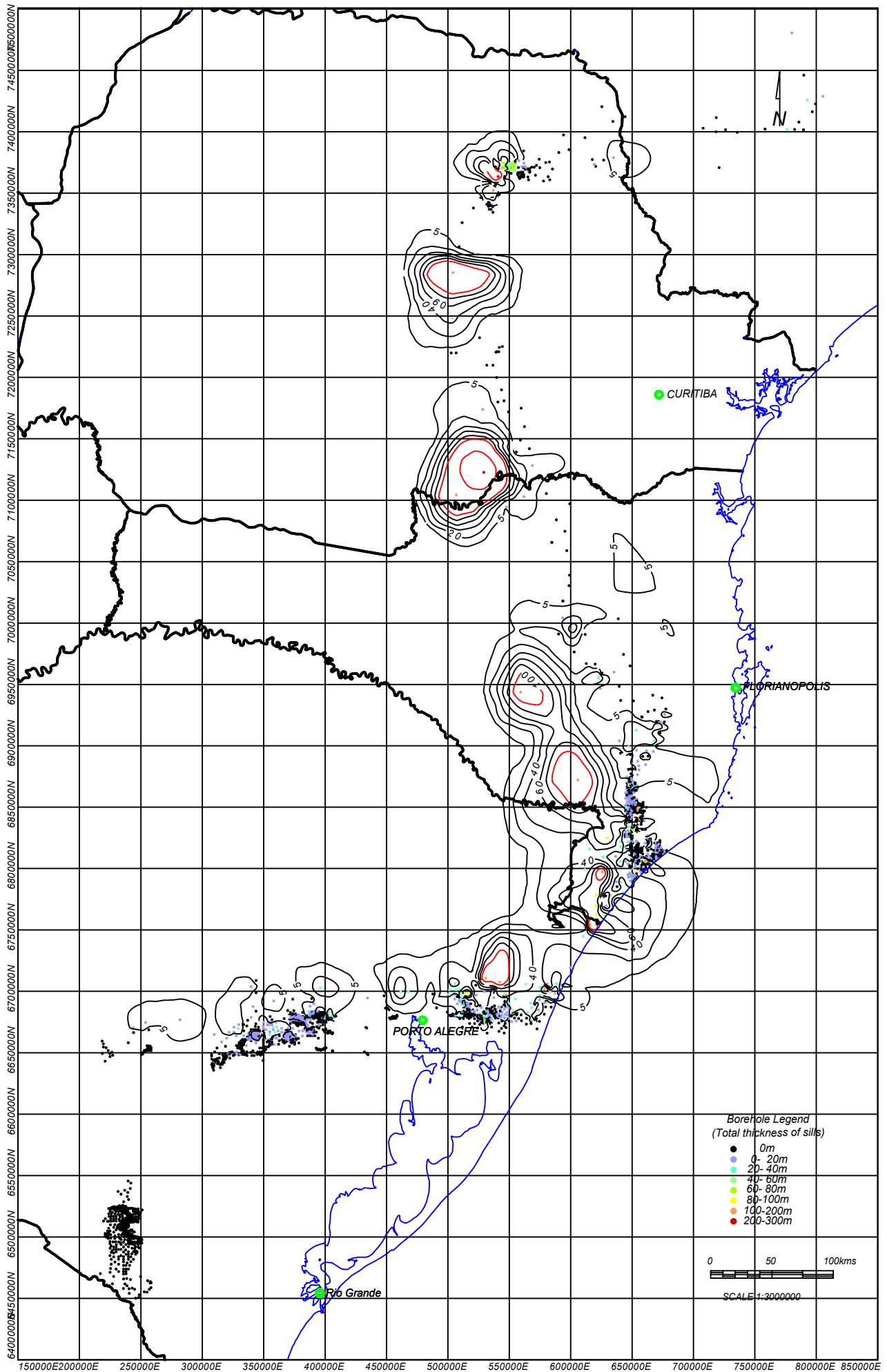


Fig.II-3-4-3 Isopach map of the total thickness of sills in the eastern margin of the Paraná basin

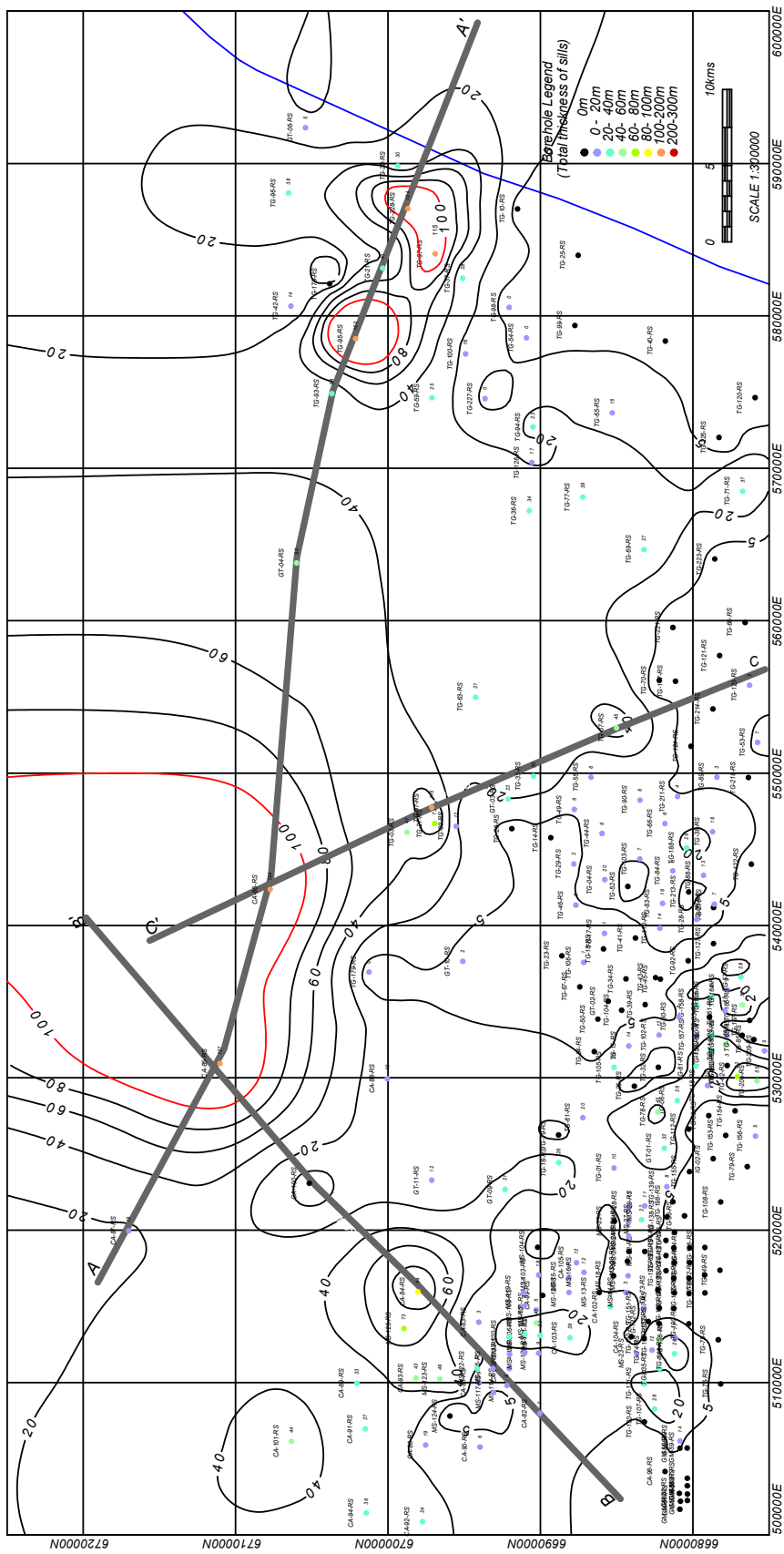


Fig.II-3-4-4 Isopach map of the total thickness of sills in the Lomba Grande Block

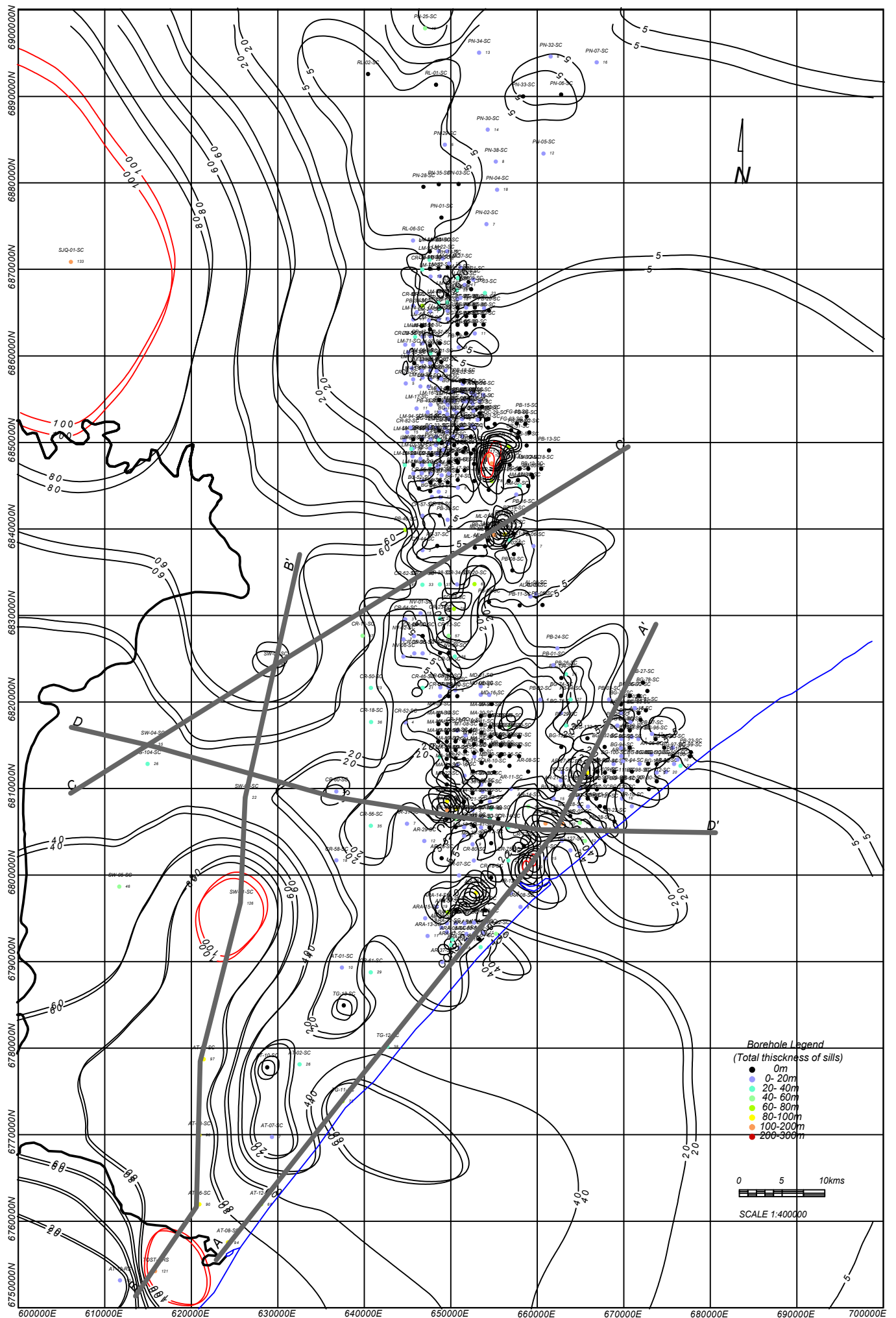


Fig.II-3-4-5 Isopach map of the total thickness of sills in the Santa Catarina Block

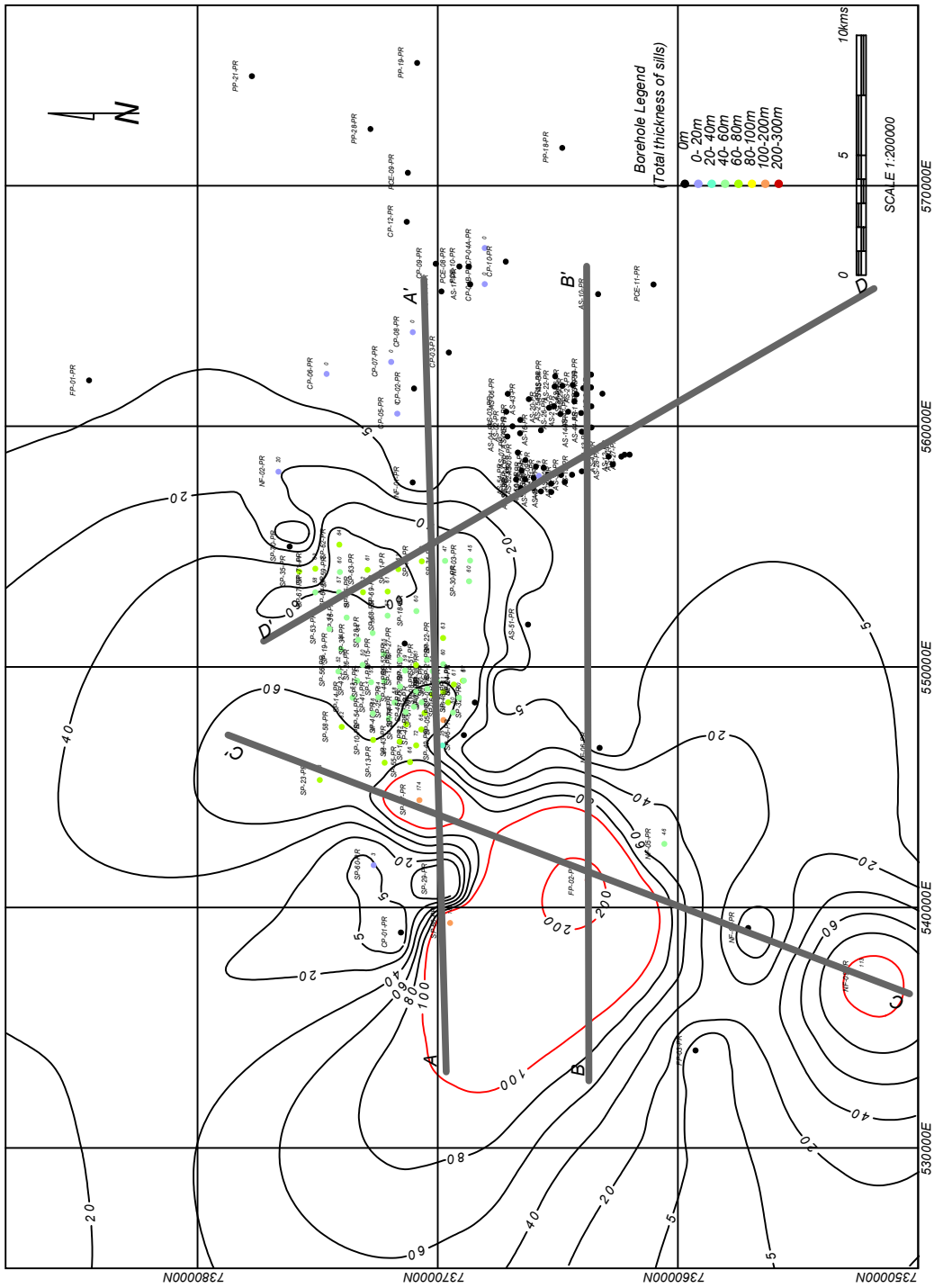


Fig.II-3-4-6 Isopach map of the total thickness of sills in the Ponta Grossa Arch Block

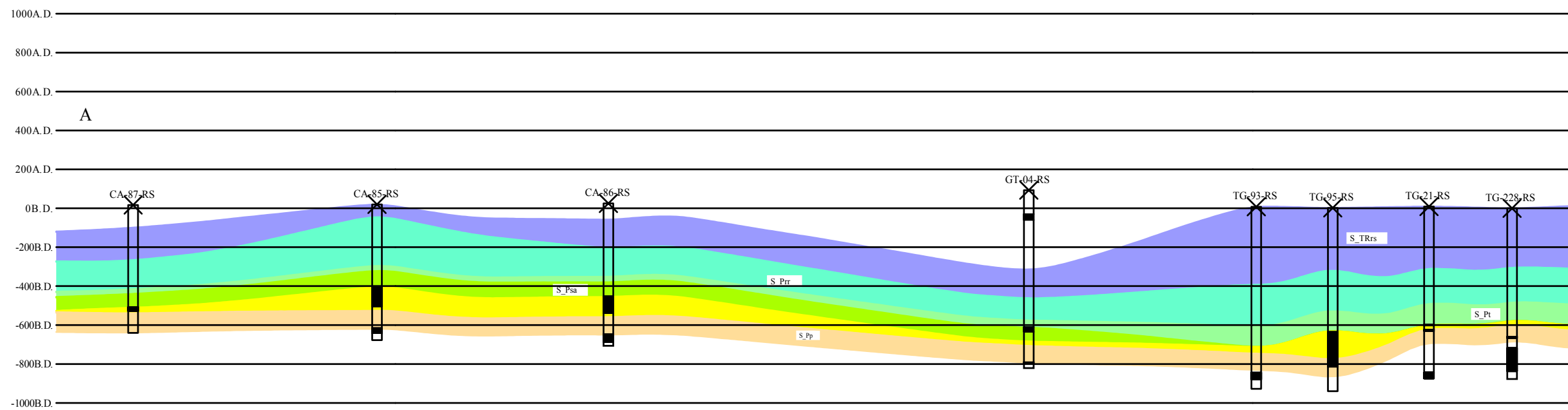


Fig.II-3-4-7 Lomba Grande Block A-A' Section (Scale; 1:250,000, H/V;1:10)

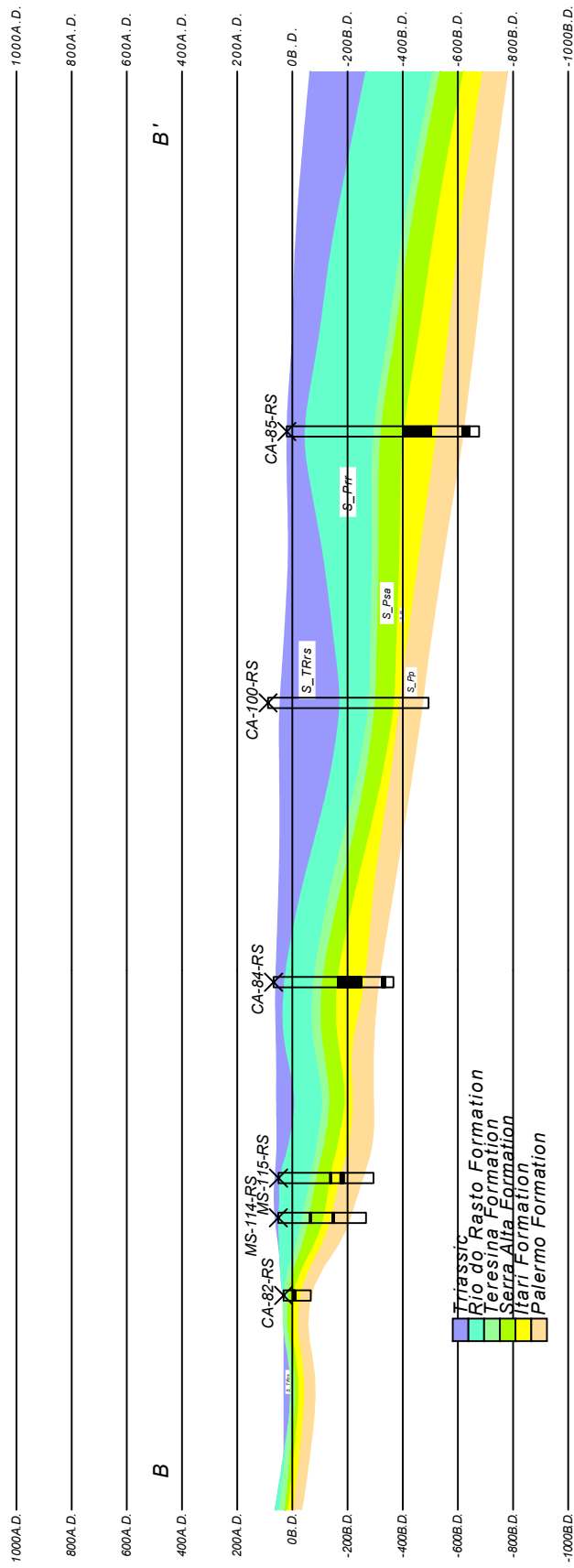


Fig.II-3-4-8 Lomba Grande Block B-B' Section (Scale; 1:250,000, H/V;1:10)

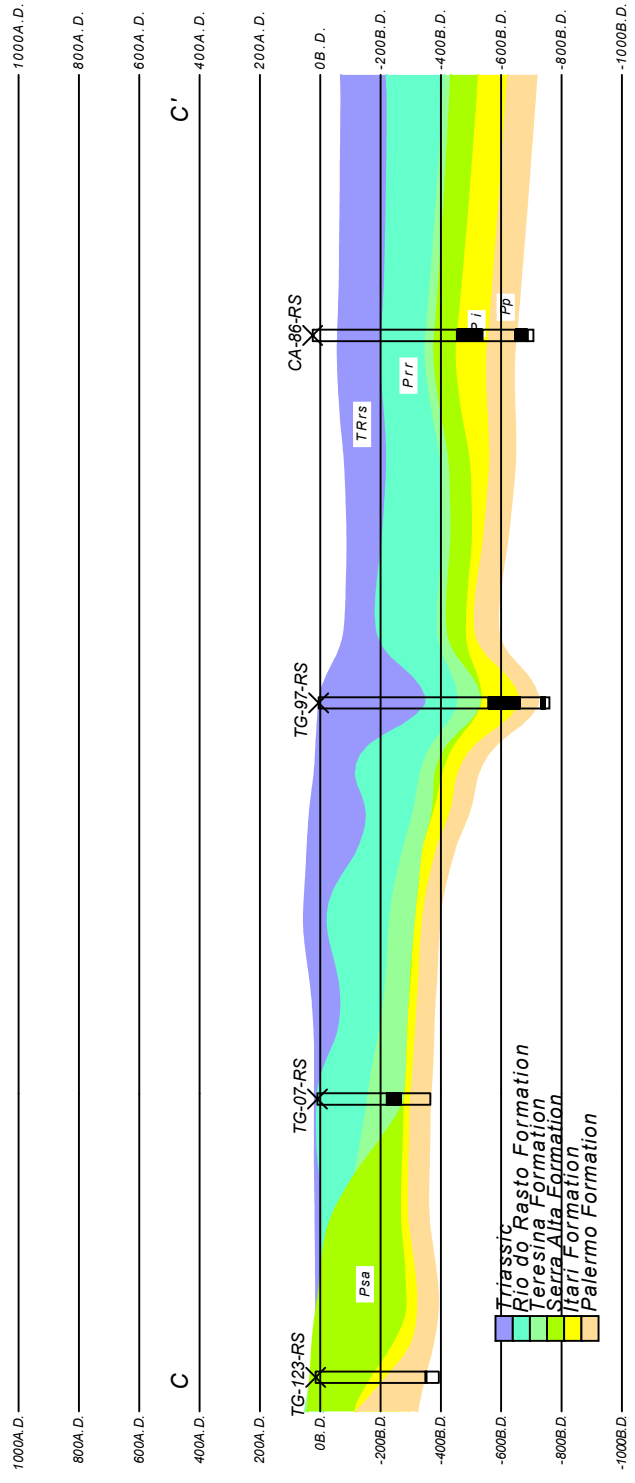


Fig.II-3-4-9 Lomba Grande Block C-C' Section (Scale; 1:250,000, H/V;1:10)

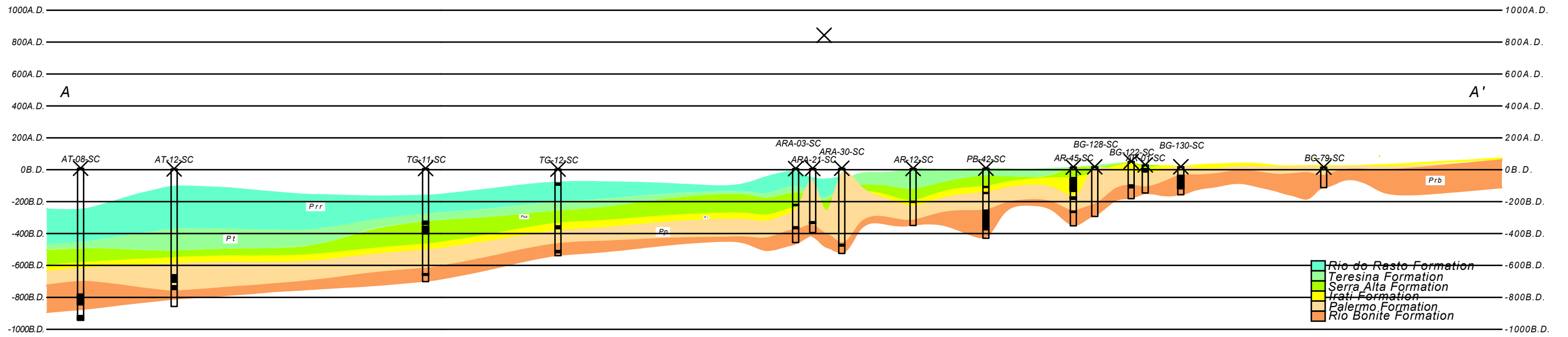


Fig.II-3-4-10 Santa Catarina Block A-A' Section (Scale; 1:250,000, H/V;1:10)

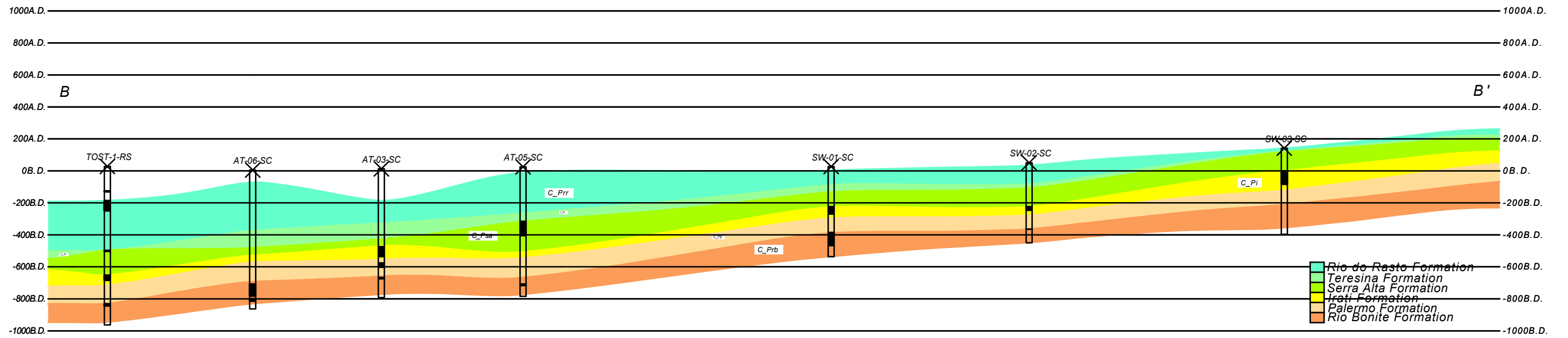


Fig.II-3-4-11 Santa Catarina Block B-B' Section (Scale; 1:250,000, H/V;1:10)

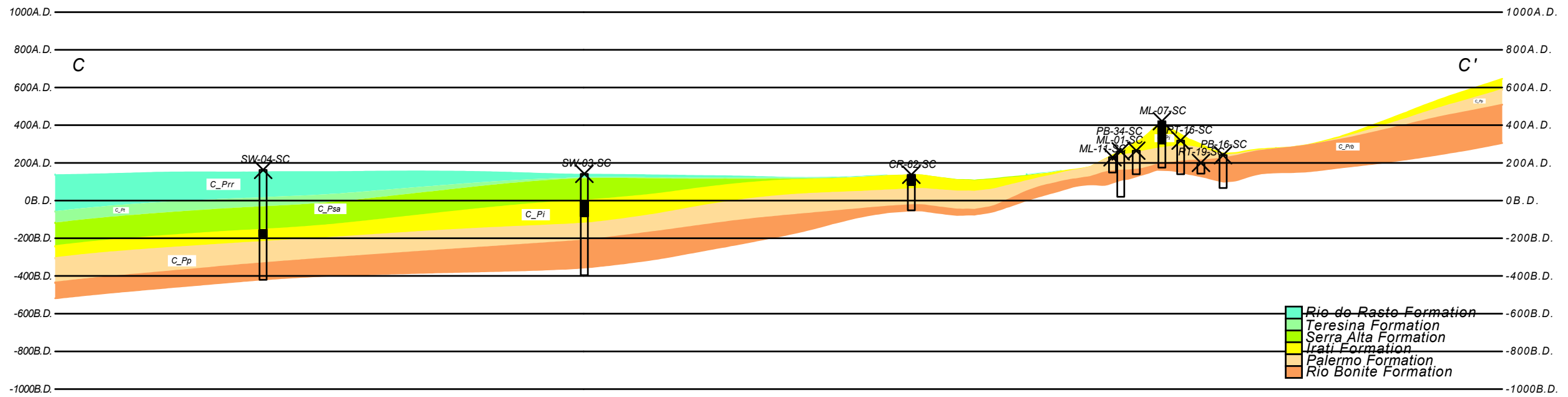


Fig.II-3-4-12 Santa Catarina Block C-C' Section (Scale; 1:250,000, H/V;1:10)

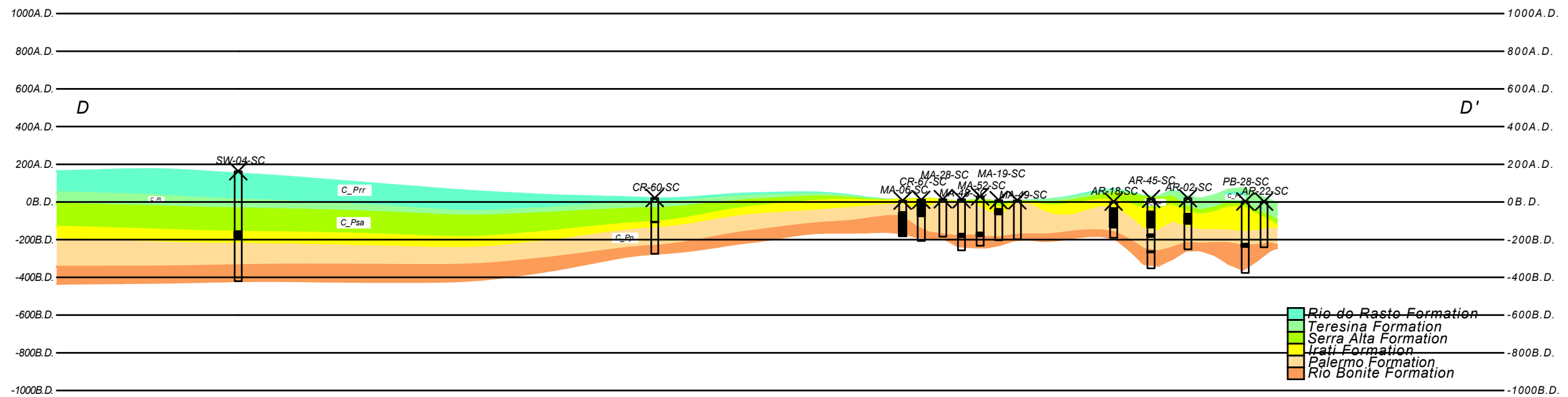


Fig.II-3-4-13 Santa Catarina Block D-D' Section (Scale; 1:250,000, H/V;1:10)

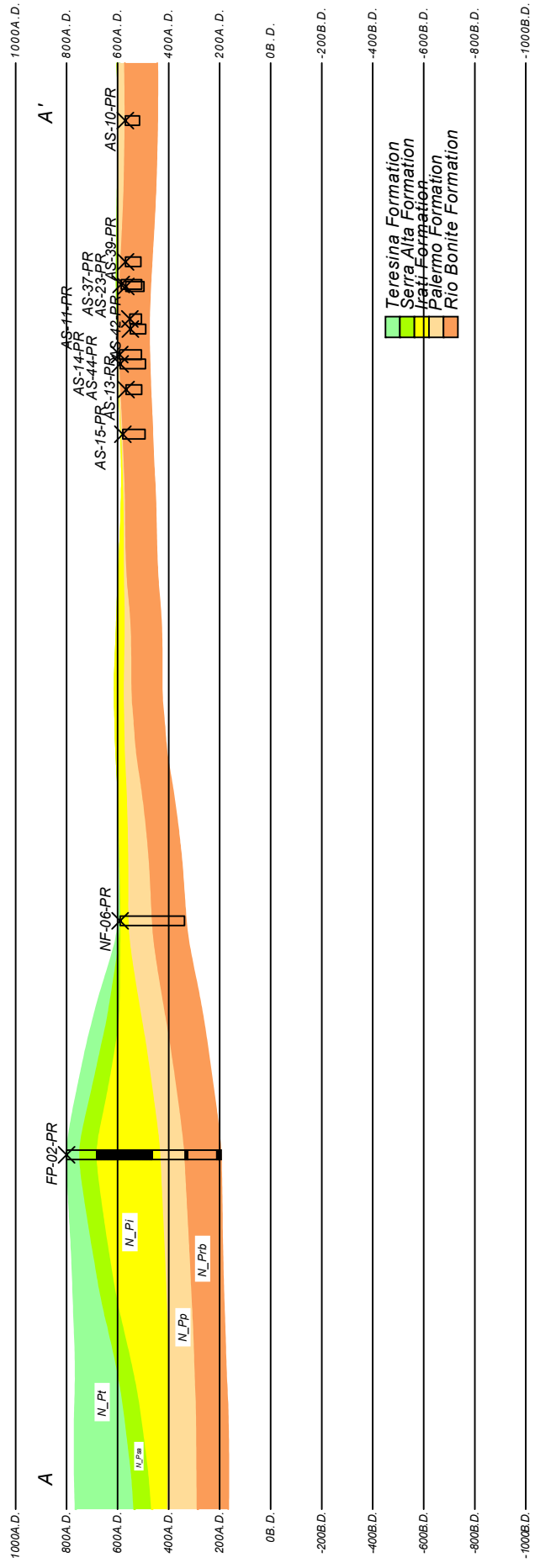


Fig.II-3-4-14 Ponta Grossa Arch Block A-A' Section (Scale:1:150,000, H/V:1:6)

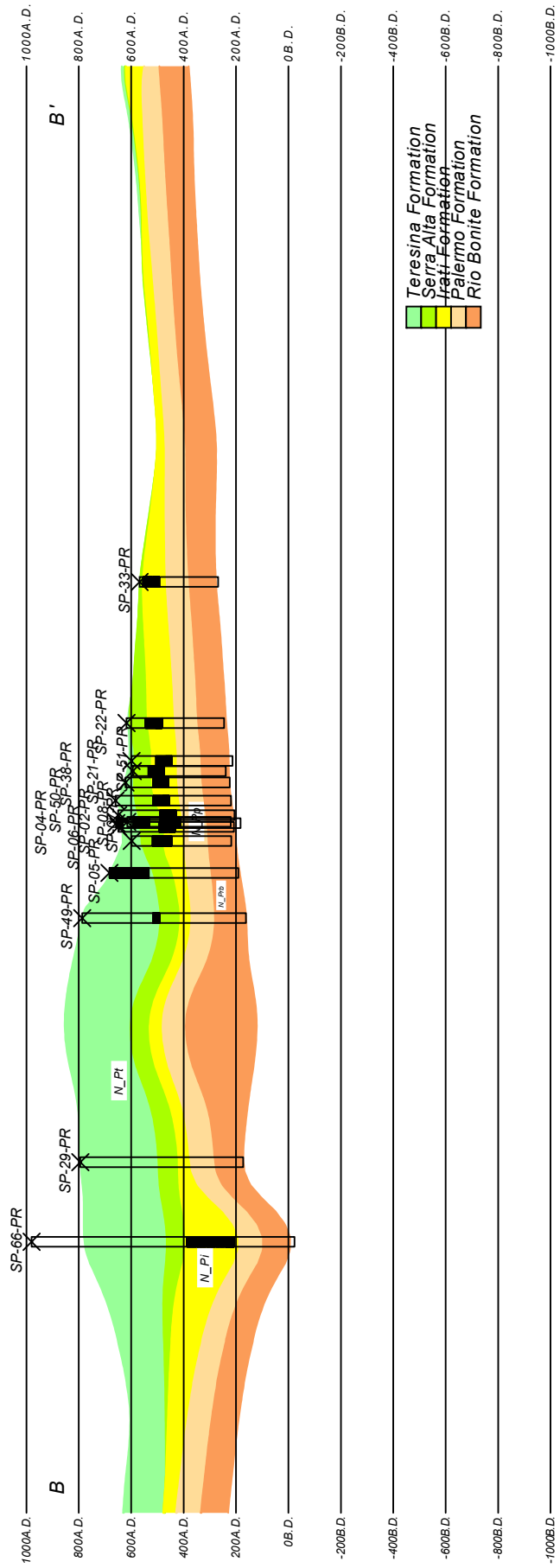


Fig.II-3-4-15 Ponta Grossa Arch Block B-B' Section (Scale:1:150,000, H/V;1:6)

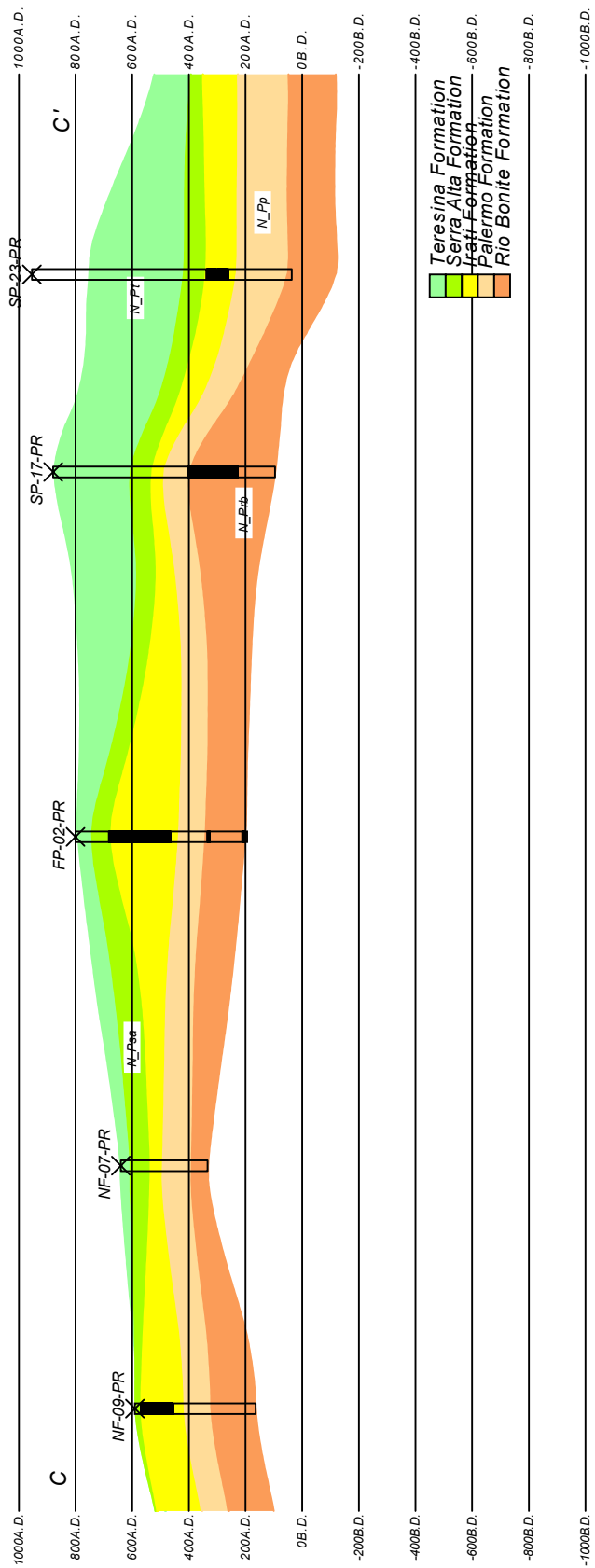


Fig.II-3-4-16 Ponta Grossa Arch Block C-C' Section (Scale;1:150,000, H/V;1:6)

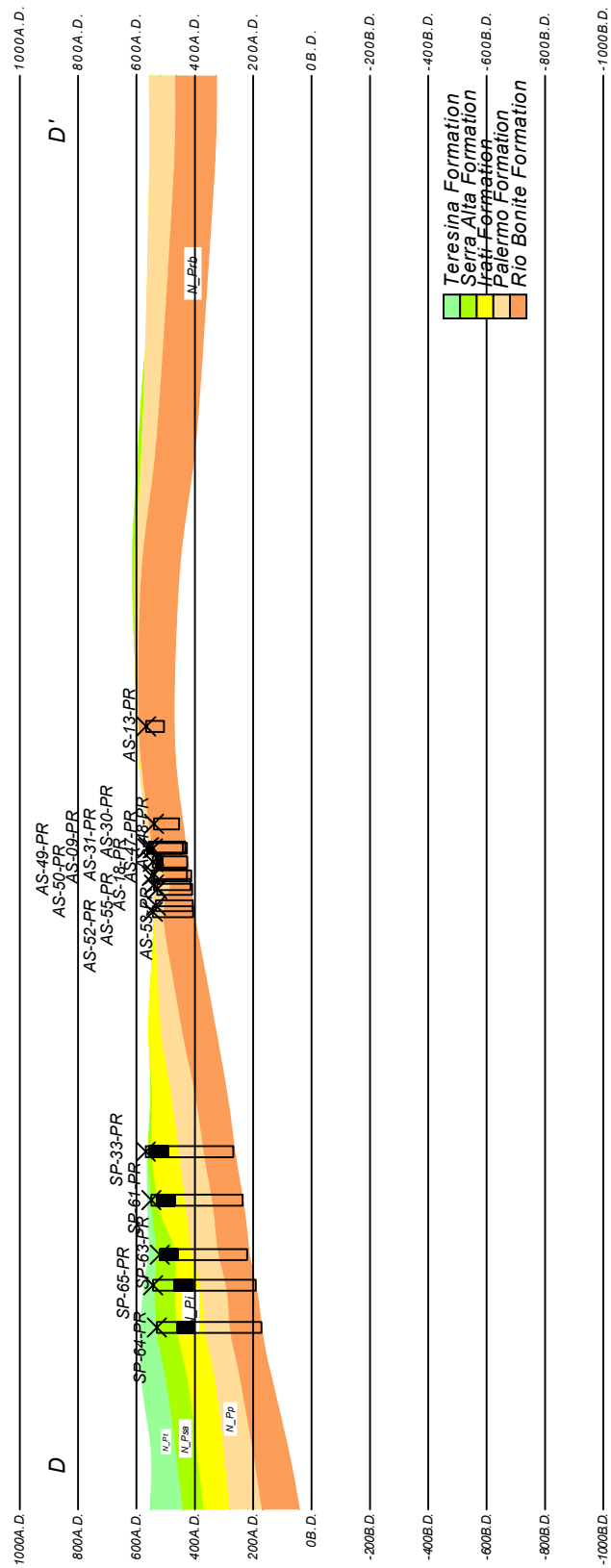


Fig.II-3-4-17 Ponta Grossa Arch Block D-D' Section (Scale;1:150,000, H/V;1:6)

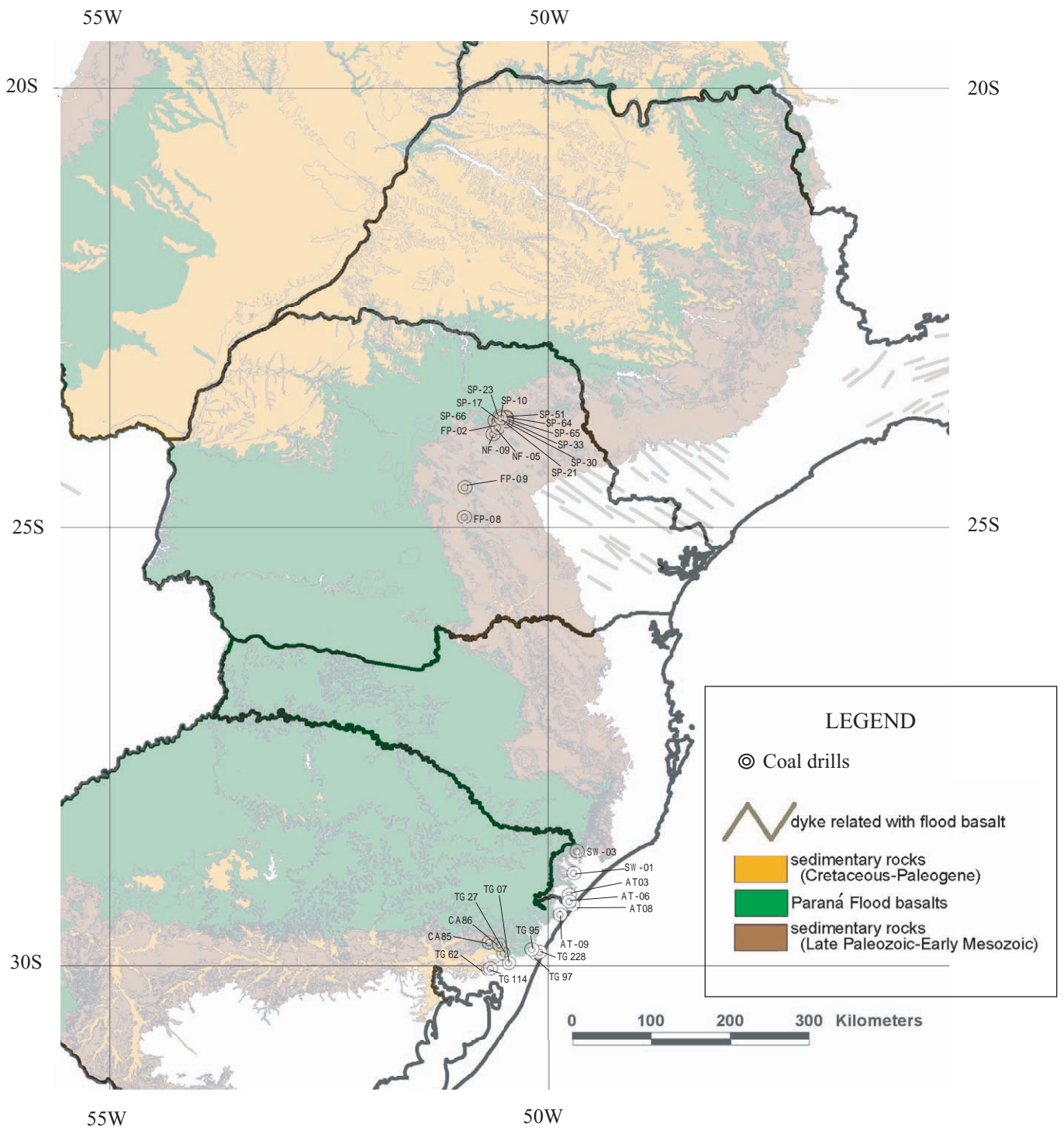


Fig.II-3-4-18 Location of the coal drills for sampling

複数の試料を採取して分析に供したが、岩石化学的な解析にはその露頭を最も代表する岩相からの試料を用いた。すなわち多くの露頭において細粒～中粒のドレライト中に粗粒のハンレイ岩が部分的に認められたが、この場合は、より均質なドレライト質の部分が露頭全体を代表すると判断し、これを岩石化学的解析に使用した。

ボーリングコアからもドレライト質（一部ハンレイ岩質）の試料が採取された。ボーリング試料では母岩との接触部で無斑晶質の急冷縁が存在しており、この部分で黄鉄鉱の鉱染がやや強い傾向がみられた。特に Ponta Grossa Arch のボーリング試料、および Santa Catarina ブロックの AT-03 孔、AT-08 孔、SW-01 孔等は硫化物の鉱染が強い印象を受けた。これと比較して Romba Grande ブロックのボーリングでは硫化物の鉱染は弱い。Ponta Grossa Arch ブロックと Santa Catarina ブロックのボーリング試料では極微量であるが細粒の黄銅鉱が認められた。また Santa Catarina ブロック AT-03 孔においてはシルと上盤の頁岩の接触部で空隙中に粗粒の自然銅が確認された。

これらの地表露頭試料、ボーリングコア試料を用いて岩石学的検討がなされた。また、AT-03, AT-08, TG-95, TG-97, TG-228, TG-62, TG-114 の各ボーリングコアからは 10～20m インターバルで試料採取がなされ、シル内での垂直的な元素変動も検討された。なお、化学分析の仕様は溶岩の場合と同様である。

3-4-4 貫入岩類の岩石化学

(1) 分化に伴う組成変化

Fig. II-3-4-19～Fig. II-3-4-21 に主要成分の組成変化図を、Fig. II-3-4-22～Fig. II-3-4-24 に微量元素の組成変化図を、また Fig. II-3-4-25～Fig. II-3-4-26 に金属成分の組成変化図を示す。全試料を溶岩試料と同様の分類基準を用いて、低 Ti タイプ (Gramado, Esmeralda)、Intermediate-Ti タイプ (Paranapanema-Ribeira)、および高 Ti タイプ (Pitanga, Urubici) に分類した。貫入岩試料の場合は溶岩試料に比べて識別率が悪く、この基準によってタイプ分類が不可能な試料が多くみられた。特に、低 Ti 同士の Gramado と Esmeralda、また、Intermediate-Ti タイプの Paranapanema-Ribeira と高 Ti タイプの Pitanga の識別が出来ないケースが多くみられた。この理由としては貫入岩試料の場合、溶岩試料に比べて斑晶が粗粒であるため、貫入後の結晶集積がマグマ組成に若干影響を与えているためと考えられる。

各マグマタイプの分布をみると調査地域北部には Pitanga が、調査地域南部には Gramado、Urubici および Esmeralda が分布する。調査地域中部の Ponta Grossa Arch には Pitanga と Paranapanema-Ribeira が混在して分布している (Fig. II-3-3-3 参照)。マグマタイプの分布にみられるこのような地域性は、溶岩試料の場合と全く同じである。

マグマの組成に関してみると、調査地域北部～中部に分布するシルはすべて玄武岩質で、マグマの組成幅は狭い。一方、調査地域南部のシルはピクライト質～安山岩質と組成幅が広く、Noril'sk 地域と類似したアソシエーションを形成している。なお、ピクライト質岩石 (例えば Porto Alegre 近郊の Romba Grande 岩体) は Peate et al. (1992) の分類基準ではいずれのマグ

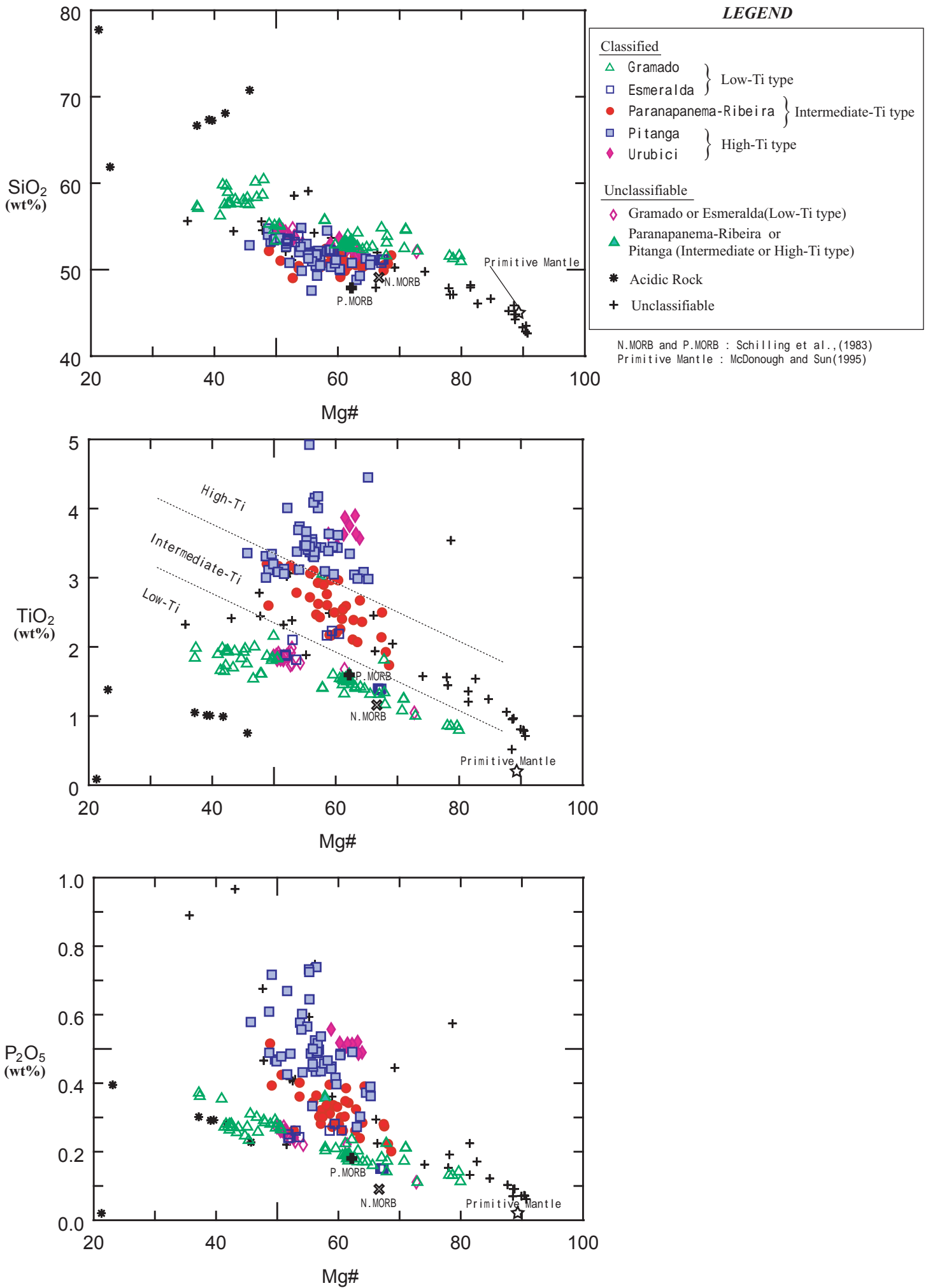


Fig.II-3-4-19 Mg# vs. major element diagrams(SiO₂, TiO₂, P₂O₅) for intrusive rocks

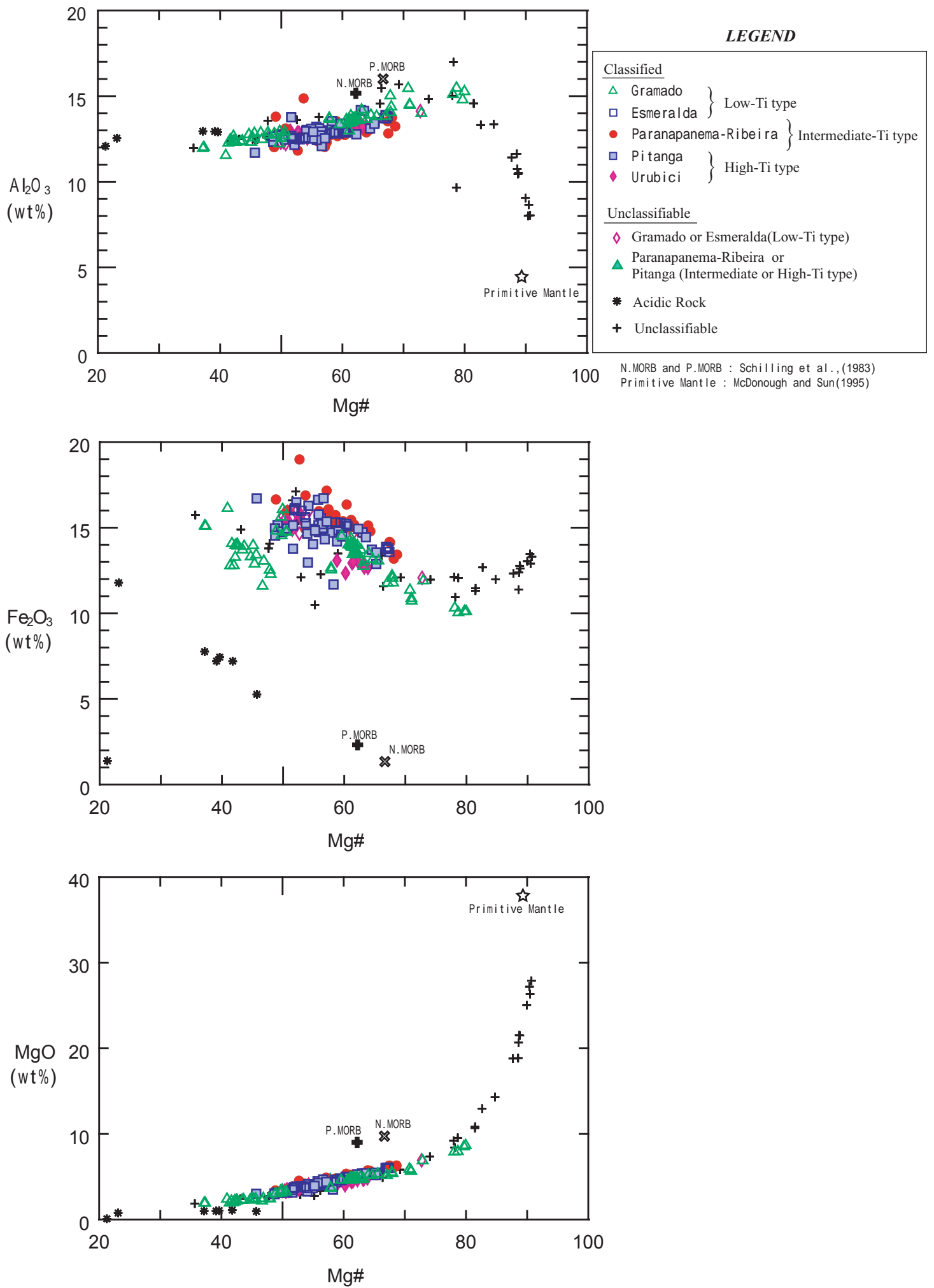


Fig.II-3-4-20 Mg# vs. major element diagrams(Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO) for intrusive rocks

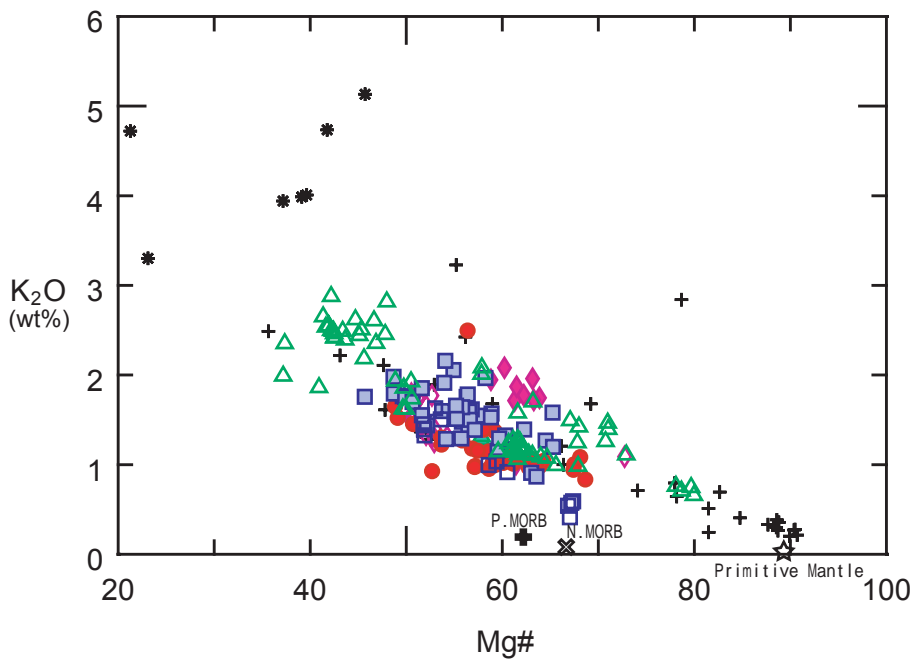
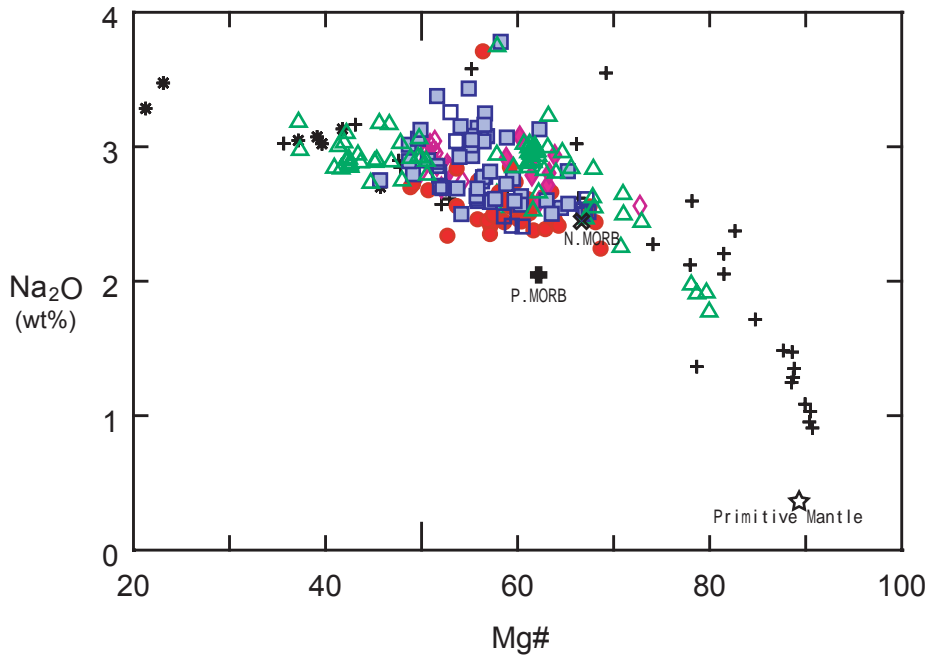
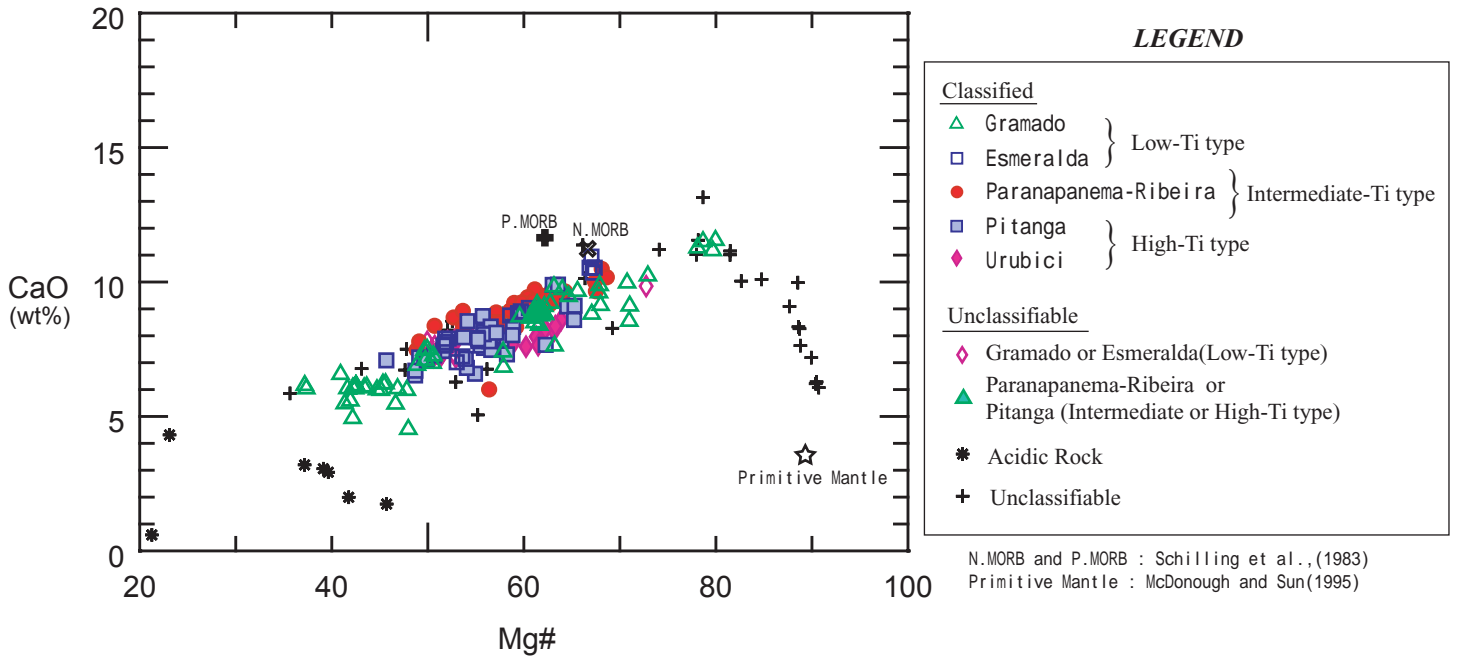


Fig.II-3-4-21 Mg# vs. major element diagrams(CaO, Na₂O, K₂O) for intrusive rocks

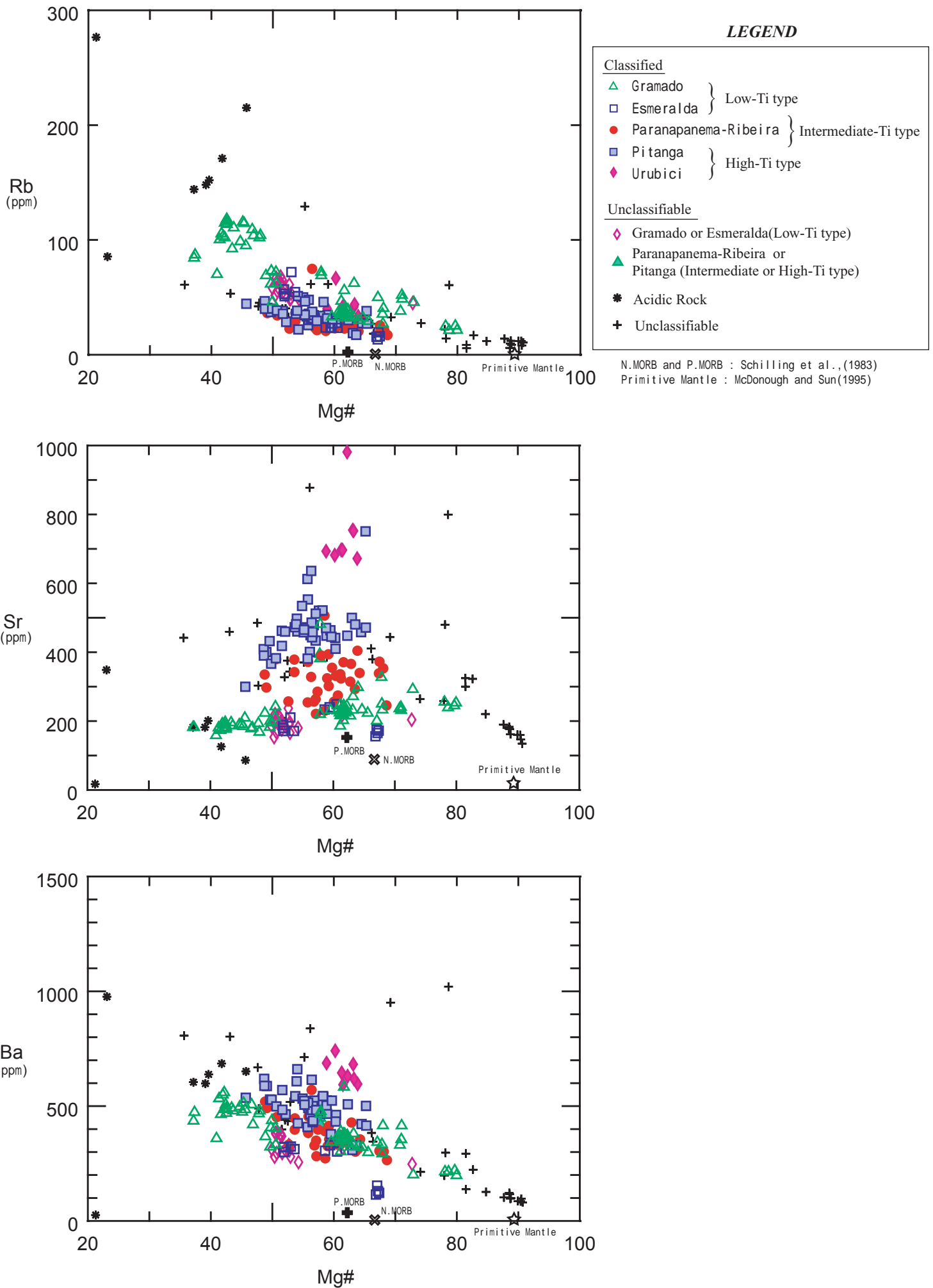


Fig.II-3-4-22 Mg# vs. trace element diagrams(Rb, Sr, Ba) for intrusive rocks

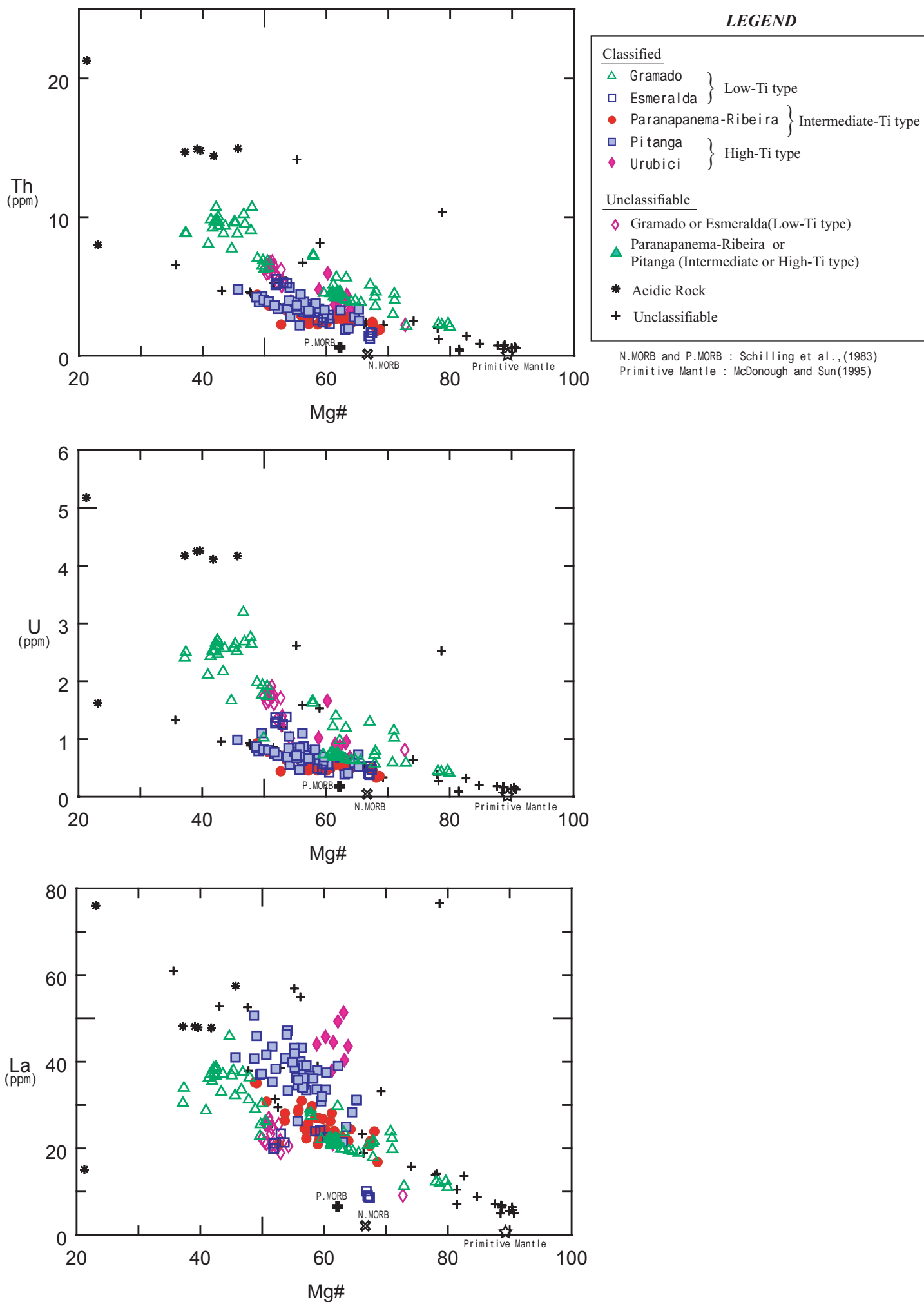


Fig.II-3-4-23 Mg# vs. trace element diagrams(Th, U, La) for intrusive rocks

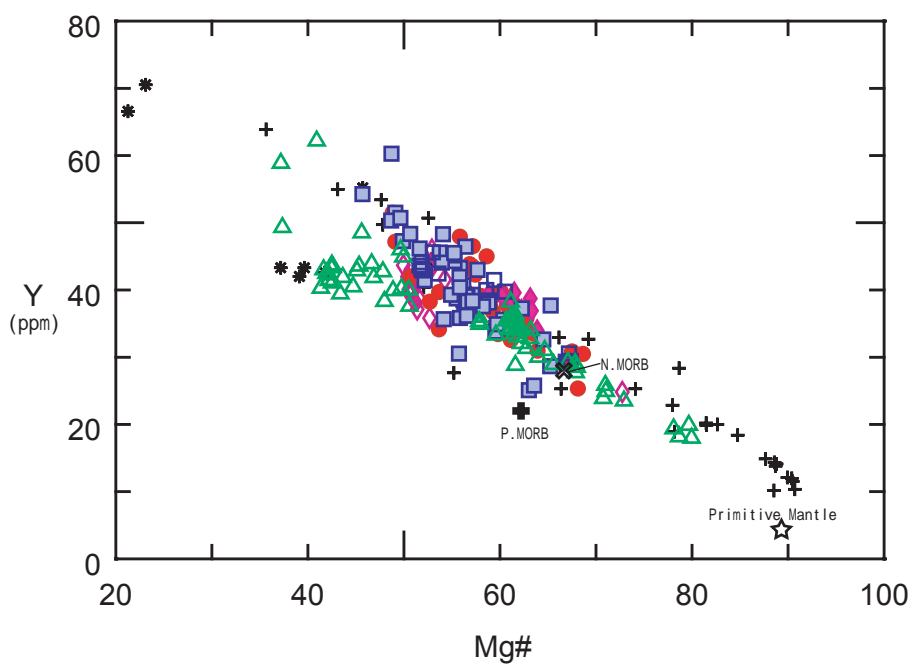
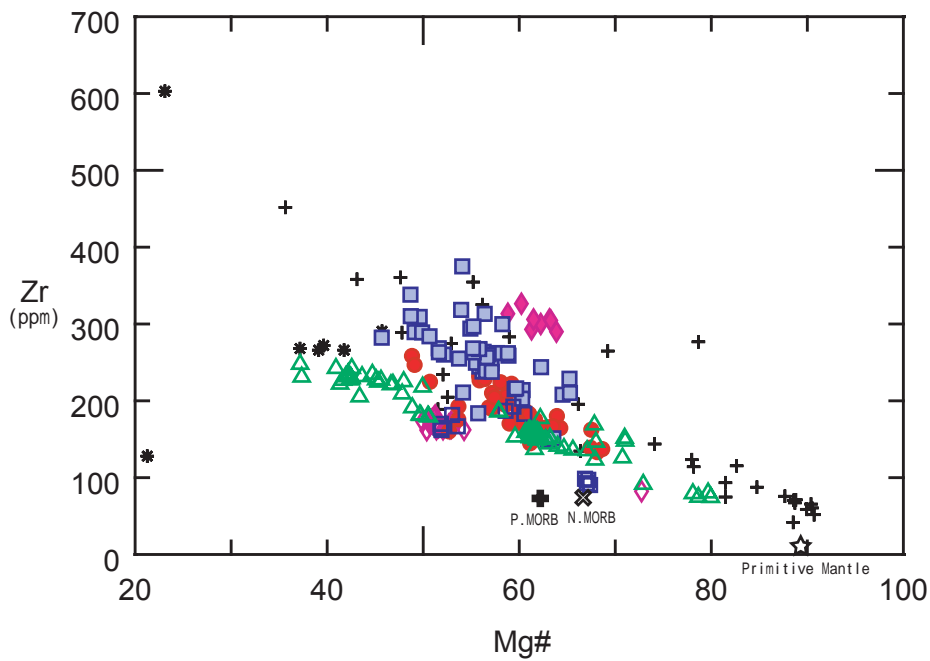
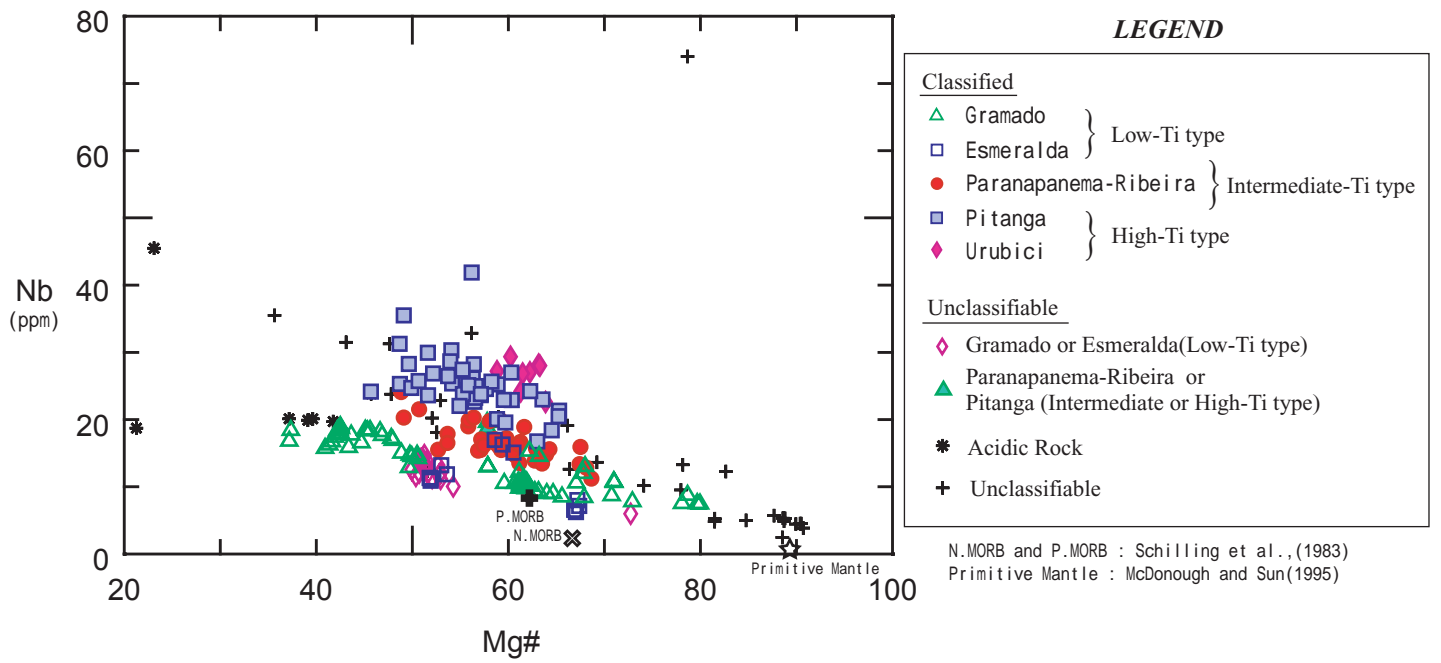


Fig.II-3-4-24 Mg# vs. trace element diagrams(Nb, Zr, Y) for intrusive rocks

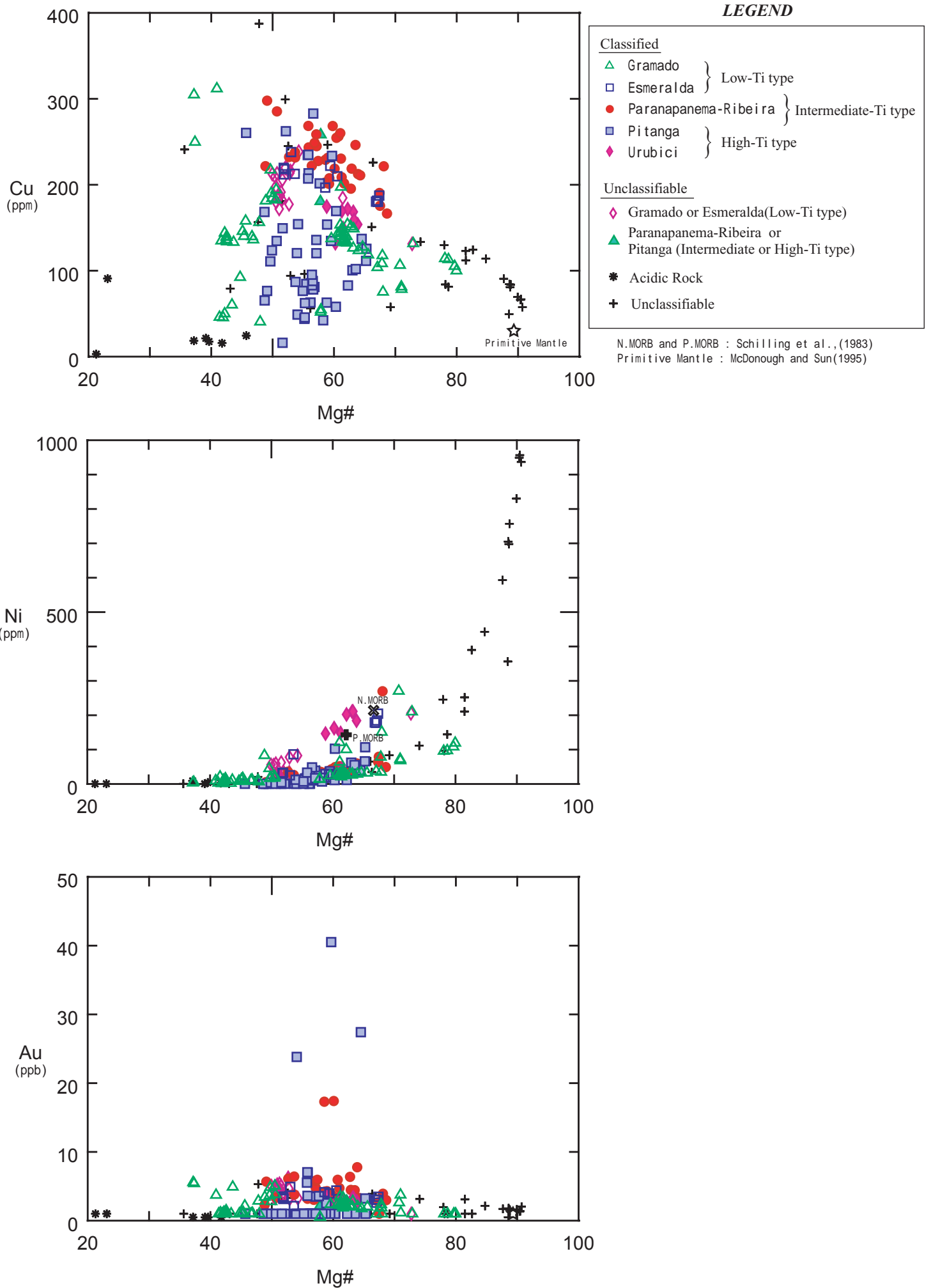


Fig.II-3-4-25 Mg# vs. chalcophile element diagrams(Cu, Ni, Au) for intrusive rocks

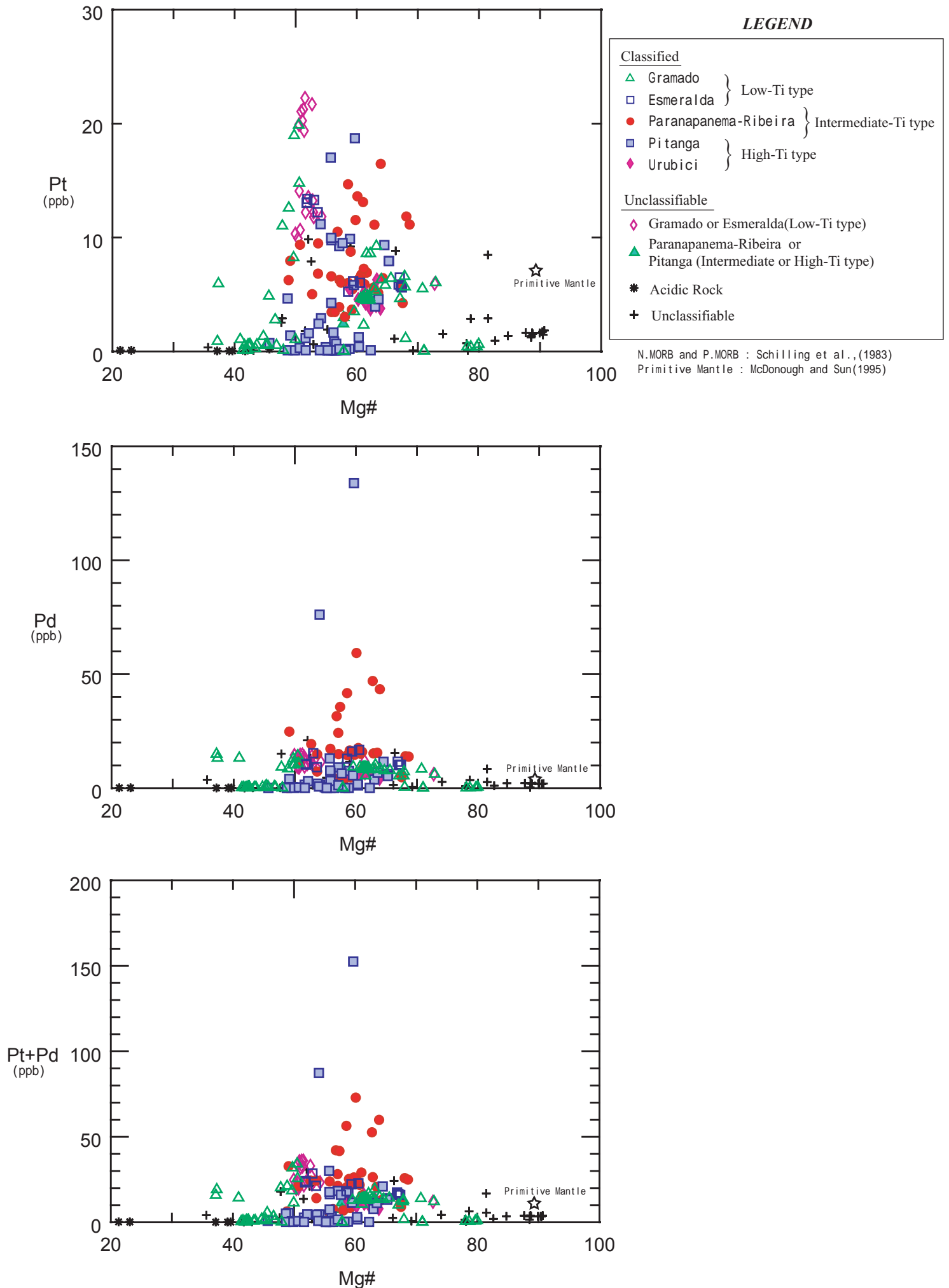


Fig.II-3-4-26 Mg# vs. chalcophile element diagrams(Pt, Pd, Pt+Pd) for intrusive rocks

マタイプにも分類不能であった。

主要成分組成(Fig. II-3-4-19~Fig. II-3-4-21)に関しては、カナダ・ブラジル協力調査報告書が指摘しているように、 Al_2O_3 、 CaO 、 MgO の組成変化から、マグマ全体としてみれば結晶分化作用初期(Mg#が 80 付近まで)は、かんらん石の分別が主要な働きをし、それ以降は単斜輝石、斜長石の分別が主要な働きをしていたことが分かる。同じ Mg#で各マグマタイプを比較した場合、 SiO_2 と K_2O は Gramado に多く含まれる。 P_2O_5 は TiO_2 と同じ挙動を示し、低 Ti、Intermediate-Ti、および高 Ti の各マグマタイプで固有の組成範囲を有している。

微量成分組成(Fig. II-3-4-22~Fig. II-3-4-24)に関しては、Th、U、Rb 等の LIL 元素(Large Ion Lithophile element)は低 Ti タイプの Gramado に多く含まれる。一方、Nb、Zr 等の HFS 元素(High Field Strength element)は高 Ti タイプの Pitanga に濃集している。Intermediate-Ti タイプの Paranapanema-Ribeira は両者の中間的な性質を有するようである。

金属元素組成(Fig. II-3-4-25~Fig. II-3-4-26)に関しては、カナダ・ブラジル協力調査報告書が指摘しているように Pt と Pd には組成ギャップが認められ、これらに枯渇した試料と枯渇していない試料が存在するようである。枯渇した試料は Gramado と Pitanga に多く認められる。Paranapanema-Ribeira は Pt、Pd、Au の含有量が多く、枯渇した試料はほとんどみられない。Urubici は比較的分化した試料(Mg#:60 程度)でも Ni 含有量が大きいという特徴を持つ。

(2) 部分熔融程度と地殻物質混染

Fig. II-3-4-27 に Th/Nb、Th/Ta と Gd/Yb の関係図を示す。Th/Nb、Th/Ta は分別結晶作用ではほとんど変化しないが、大陸地殻上部の花崗岩質物質の混染作用により急激に増加する値と考えられる。また、Gd/Yb はざくろ石存在下でのマントル物質の部分熔融度の指標となる値である。

これらの図から低 Ti タイプ(Esméralda、Gramado)、Intermediate-Ti タイプ(Paranapanema-Ribeira)、高 Ti タイプ(Pitanga、Urubici)の順番で小さくなると推定された。これは溶岩類における検討結果と同じである。

低 Ti タイプの Gramado と Esméralda に関しては、大陸地殻上部物質の混染が認められ、その影響は Gramado において特に著しい。このことは Gramado が SiO_2 、 K_2O 、Rb、U、および Th に富んでいることと調和的である。また、パラナベーンズ南部に酸性岩が存在することも、Gramado の成因と関係がありそうである。酸性岩の組成をみると、Gd/Yb は Gramado とほぼ同じであるが、Th/Nb、Th/Ta は Gramado のトレンドの延長線上にプロットされる。従って、Gramado の混染源の候補として酸性岩の起源物質が考えられる。高 Ti タイプと Intermediate-Ti タイプのマグマに関しては、地殻混染の影響は小さいと考えられた。

代表的試料について Sr 同位体比 ($^{87}Sr/^{86}Sr$)および Nd 同位体比 ($^{143}Nd/^{144}Nd$)を測定した。すべての同位体比測定値は初生値(130Ma)に補正した後、Fig. II-3-8-28 にプロットした。Gramado は高い Sr 同位対比と低い Nd 同位体比を示しており地殻物質の混染が示唆される。一方 Paranapanema-Ribeira と Pitanga については、混染の程度は弱いと考えられる。このように Sr 同位対比と Nd 同位対比による検討結果は、微量成分による検討結果と調和的である。

LEGEND

Classified	
△ Gramado	} Low-Ti type
□ Esmeralda	
● Paranapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
□ Pitanga	
◆ Urubici	} High-Ti type
Unclassifiable	
* Acidic Rock	
+ Unclassifiable	

N. MORB and P. MORB : Schilling et al., (1983)
 Primitive Mantle : McDonough and Sun(1995)

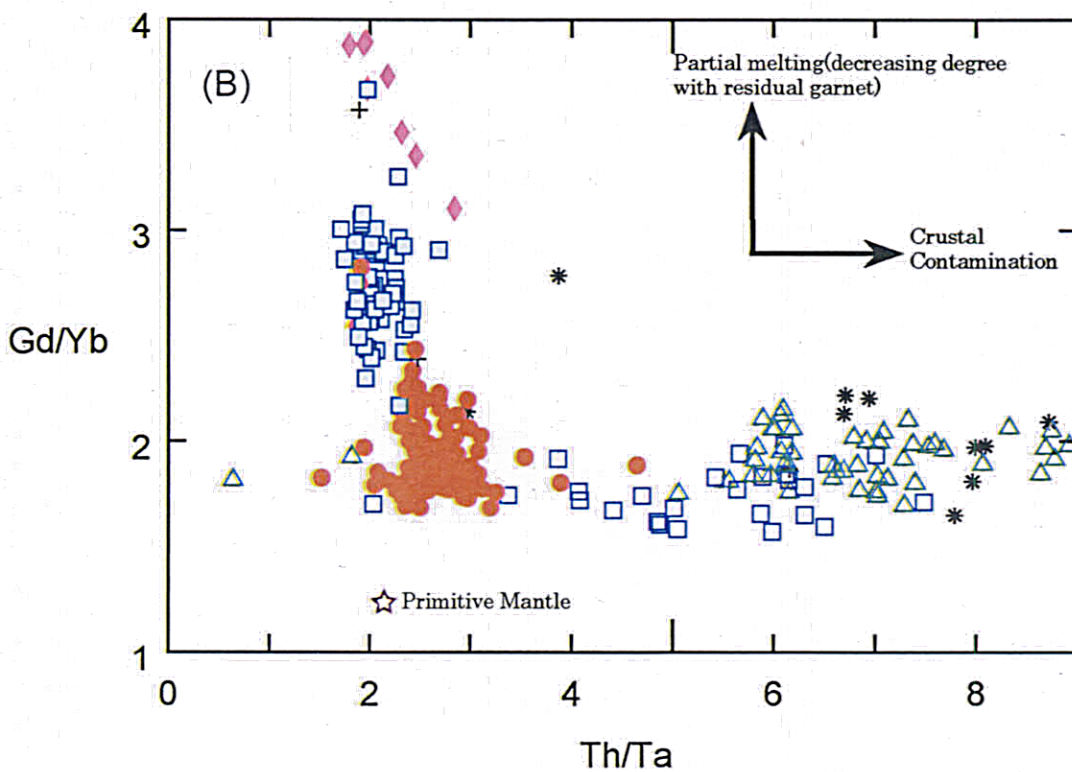
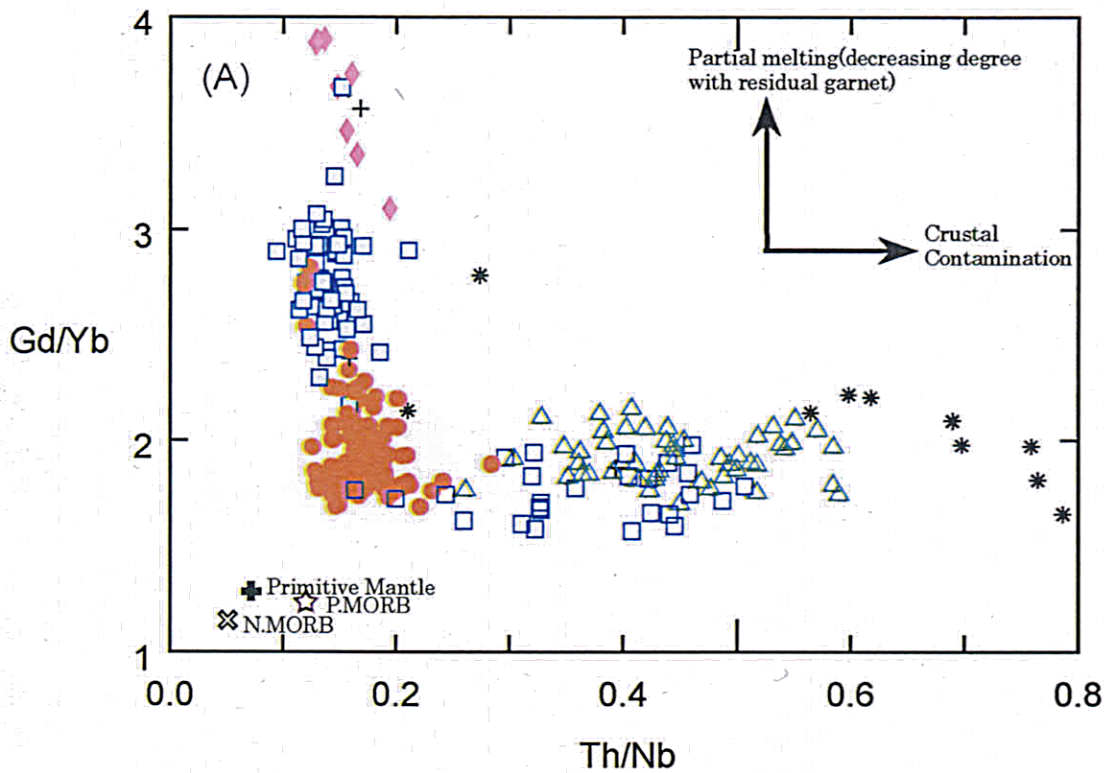


Fig. II-3-4-27 (A) Th/Nb - Gd/Yb diagram for intrusive rocks;
 (B) Th/Ta - Gd/Yb diagram for intrusive rocks

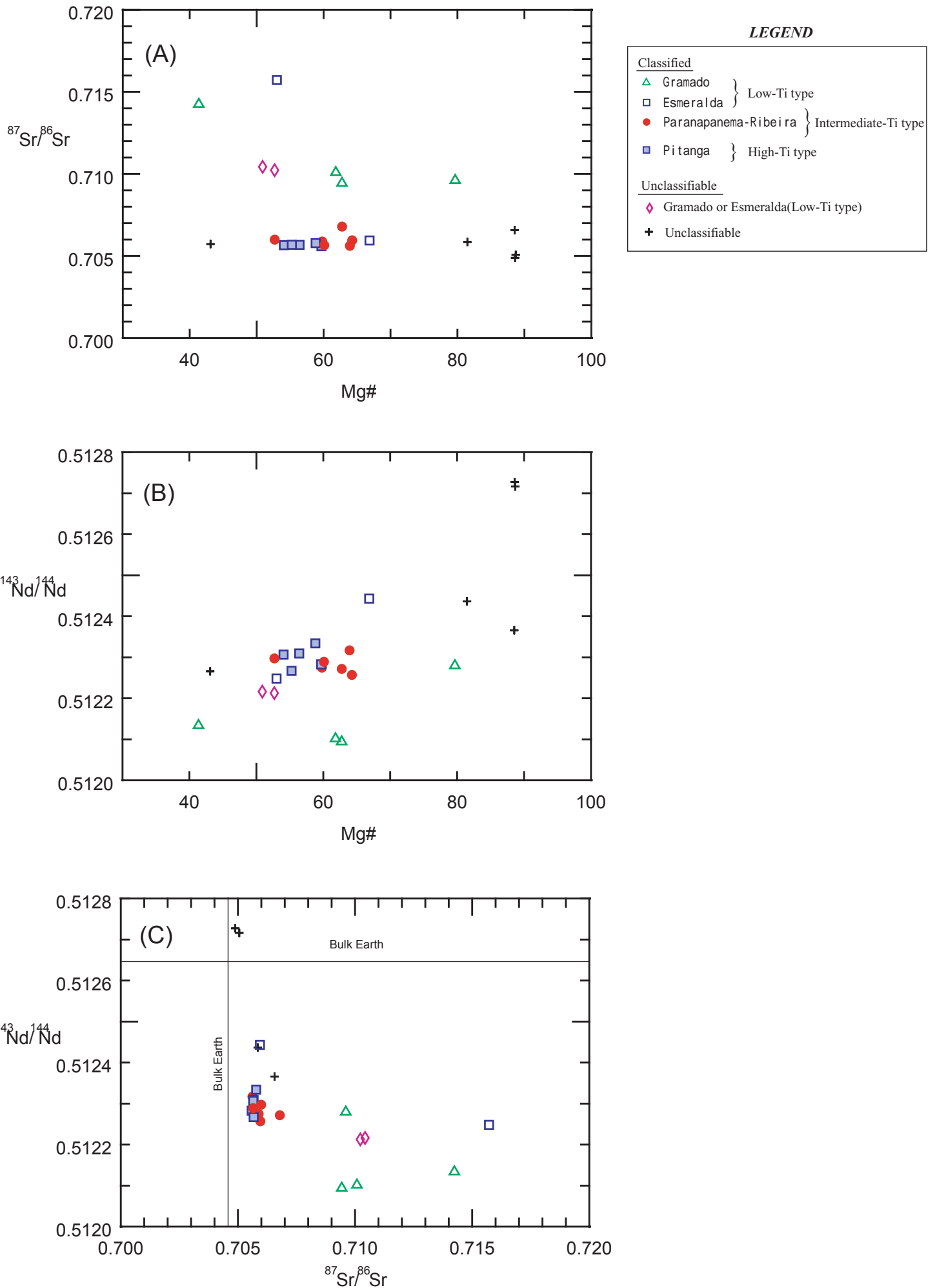


Fig.II-3-4-28 (A) Mg-number - Sr-isotope initial ratio diagram; (B) Mg-number - Nd-isotope initial ratio diagram; (C) Sr-isotope initial ratio - Nd-isotope initial ratio diagram

(3) シルの化学組成の垂直変化

調査地域南部の At-03, AT-08, TG-95, TG-97, TG-228, TG-62, TG-114 の 7 孔のボーリング (Fig. II-3-4-18) で捕捉されたシルについて元素濃度の垂直変化を調べた。Fig. II-3-4-29～Fig. II-3-4-35 に各ボーリングに関する元素濃度の垂直変化を示す。

・AT-03 孔、AT-08 孔

AT-03 孔と AT-08 孔は Santa Catarina ブロックの最南部、Rio Grande do Sul 州との境界に位置しており、同一のシルを貫いていると考えられる。貫いたシルの厚さは、AT-03 孔で 131m、AT-08 で 155m である。共にシルの間に堆積岩を挟在しており、連続したシルの厚さは 100m 以下である。両孔ともに硫化物に富んでいる。

このシルの SiO_2 は 53～55wt% であるが、後述の Romba Grande ブロック TG-95 孔、TG-97 孔、TG-228 孔で捕捉されたシルに比べると MgO が低く Fe_2O_3 が高い。また Ni はほぼ同じであるが、Cu、Pt および Pd に富むという特徴を持っている。特に Pt が高く 20ppb 以上の試料が存在する。両孔においてシル最上部で SiO_2 、La/Sm の増加と Pt、Pd の枯渇が認められる。母岩の同化によって不混和硫化物メルトを分離している可能性が考えられる。

・TG-95 孔、TG-97 孔、TG-228 孔

Romba Grande ブロックの TG-95 孔、TG-97 孔および TG-228 孔は、同一のシルを貫いていると考えられる。3 孔とも硫化物は乏しい。貫いたシルの厚さは、TG-95 孔で 134m、TG-97 孔で 95m、TG-228 孔で 105m である。このシルの組成幅は狭く、 SiO_2 53wt% 前後の比較的均質なシルである。TG-97 孔と TG-228 孔については Pt 5ppb 前後、Pd 9ppb 前後と PGE に関してもほぼ均質である。TG-95 孔の上部の 2 試料はやや高い SiO_2 を示し、Pt、Pd は完全に枯渇している。母岩の同化によって不混和硫化物メルトを分離している可能性が考えられる。

・TG-62 孔、TG-114 孔

Romba Grande ブロックの TG-62 孔と TG-114 孔は、それぞれ 65m と 23m のシルを貫いており、ともにピクライト質の岩石を含んでいる。両孔とも硫化物は乏しい。

TG-62 孔は上部 45m が安山岩質、また下部 20m が玄武岩質～ピクライト質で、両者の間には明瞭な組成ギャップが認められ、2 種類の異なったシルが同位置に貫入している可能性が考えられる。上部の安山岩質の部分はほとんど Pt、Pd を含まず完全に枯渇している。下部の玄武岩質～ピクライト質の部分は 3ppb 以下の微量の Pt、Pd を含んでいる。玄武岩質～ピクライト質の部分では、Ni の減少すなわち分化の進行に伴って、非適合元素である Cu が規則的に増加する。しかし Pt と Pd はほとんど変化しない。

TG-114 孔の大部分の試料は未分化な玄武岩質～ピクライト質であるが、最上部では SiO_2 54wt% まで分化した組成を示す。親銅元素の示す傾向は TG-62 孔と同じである。最上部の分化した組成の玄武岩では Pt、Pd の枯渇が認められ、上盤側の母岩を同化することにより不混和

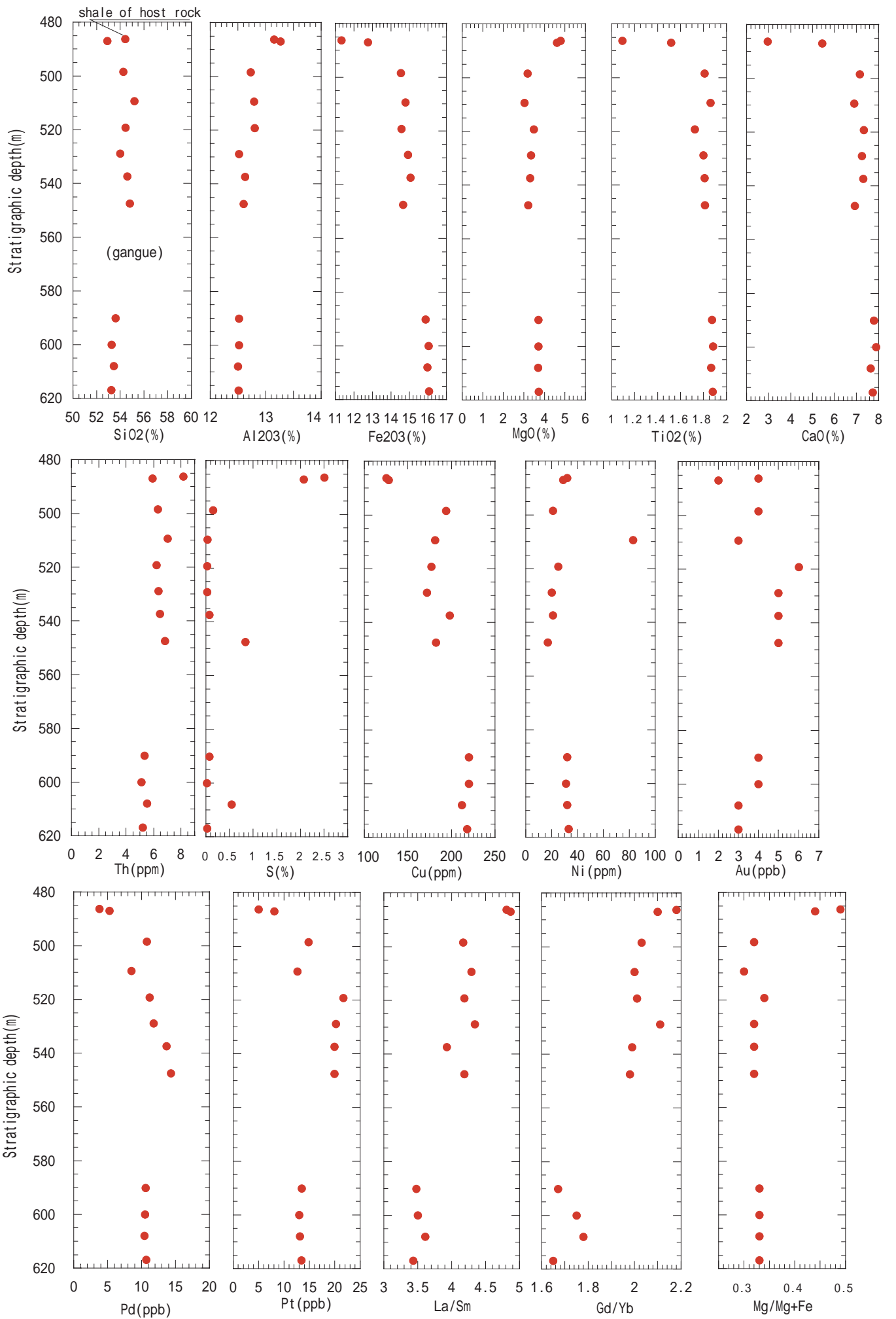


Fig.II-3-4-29 Vertical variations in major and trace-element in sill intersected by drill(AT03)

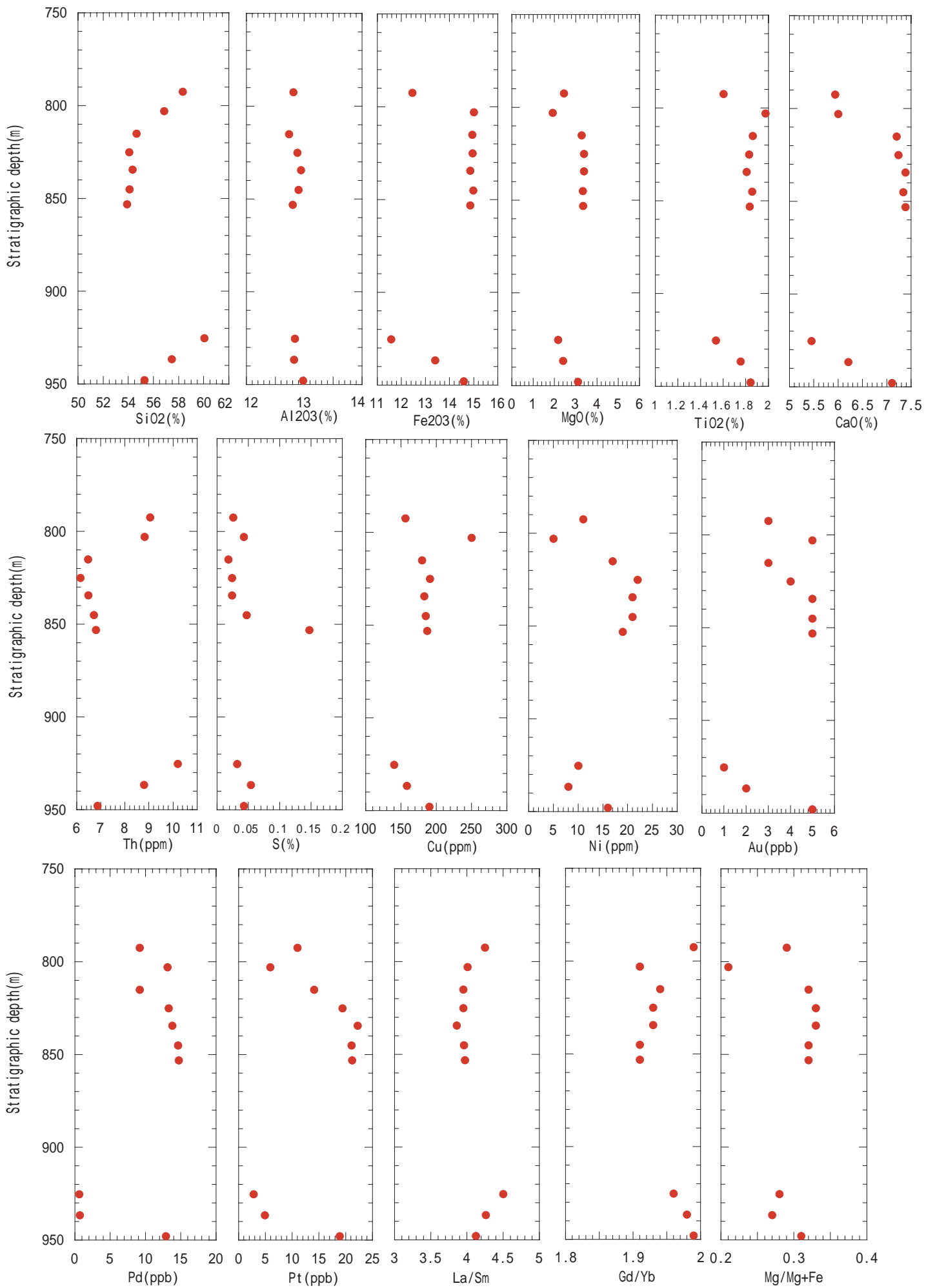


Fig.II-3-4-30 Vertical variations in major and trace-element in sill intersected by drill(AT08)

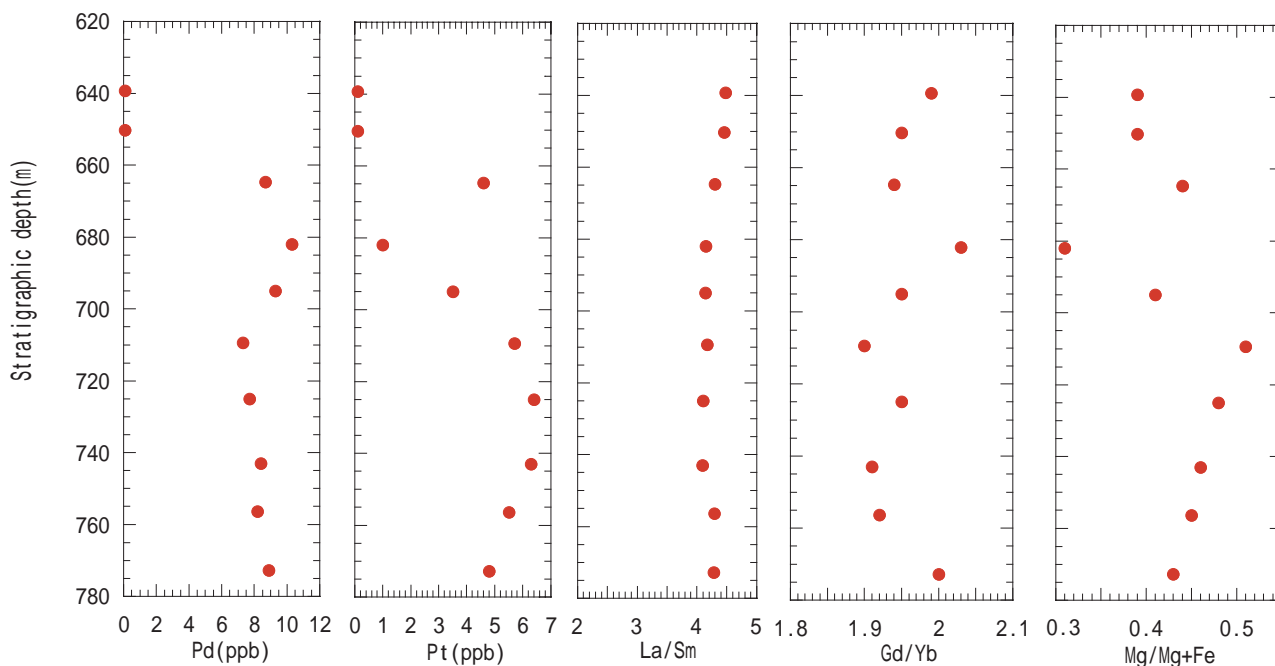
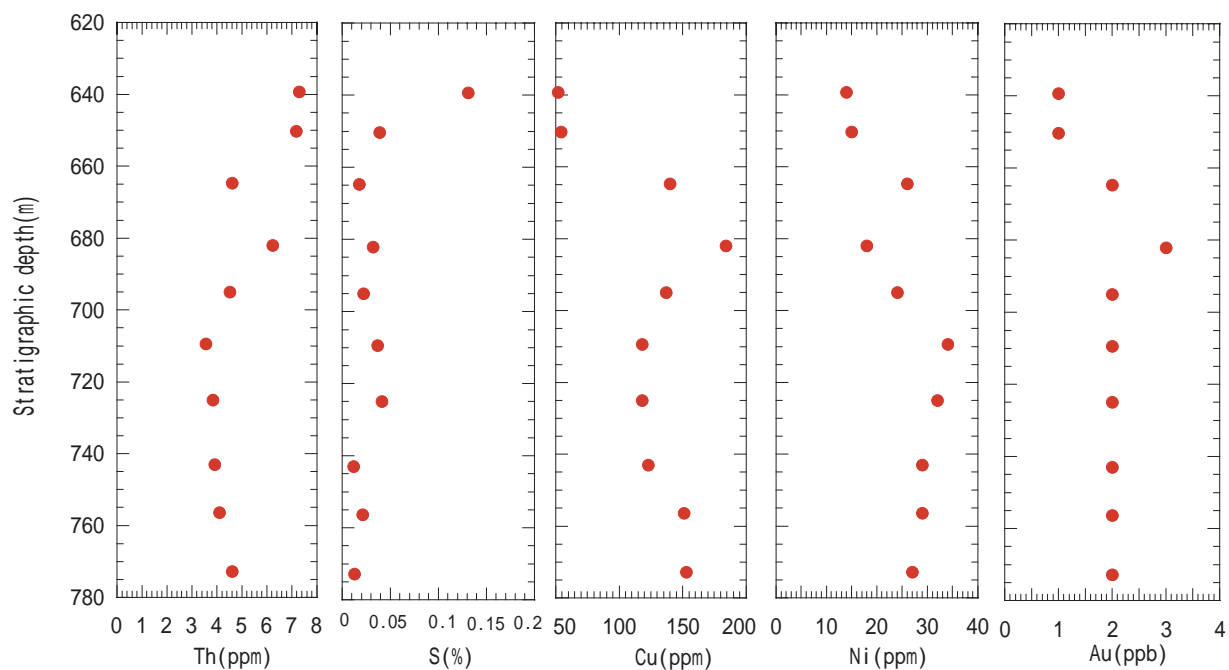
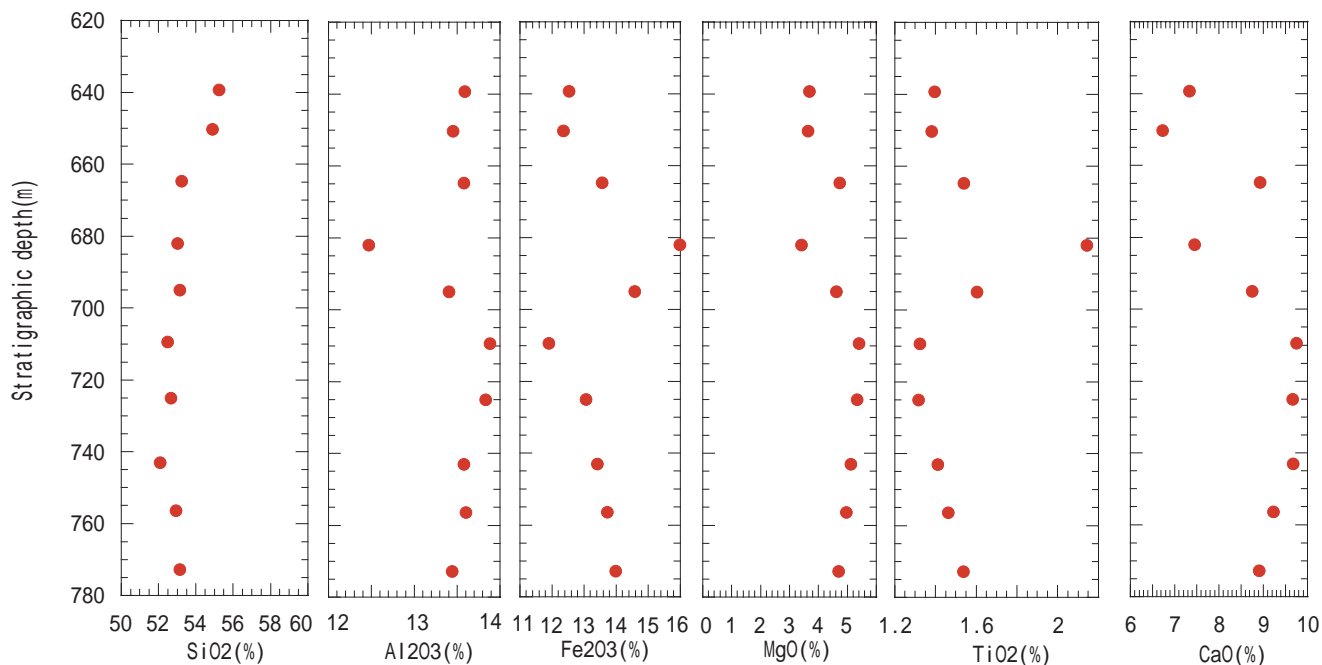


Fig.II-3-4-31 Vertical variations in major and trace-element in sill intersected by drill(TG95)

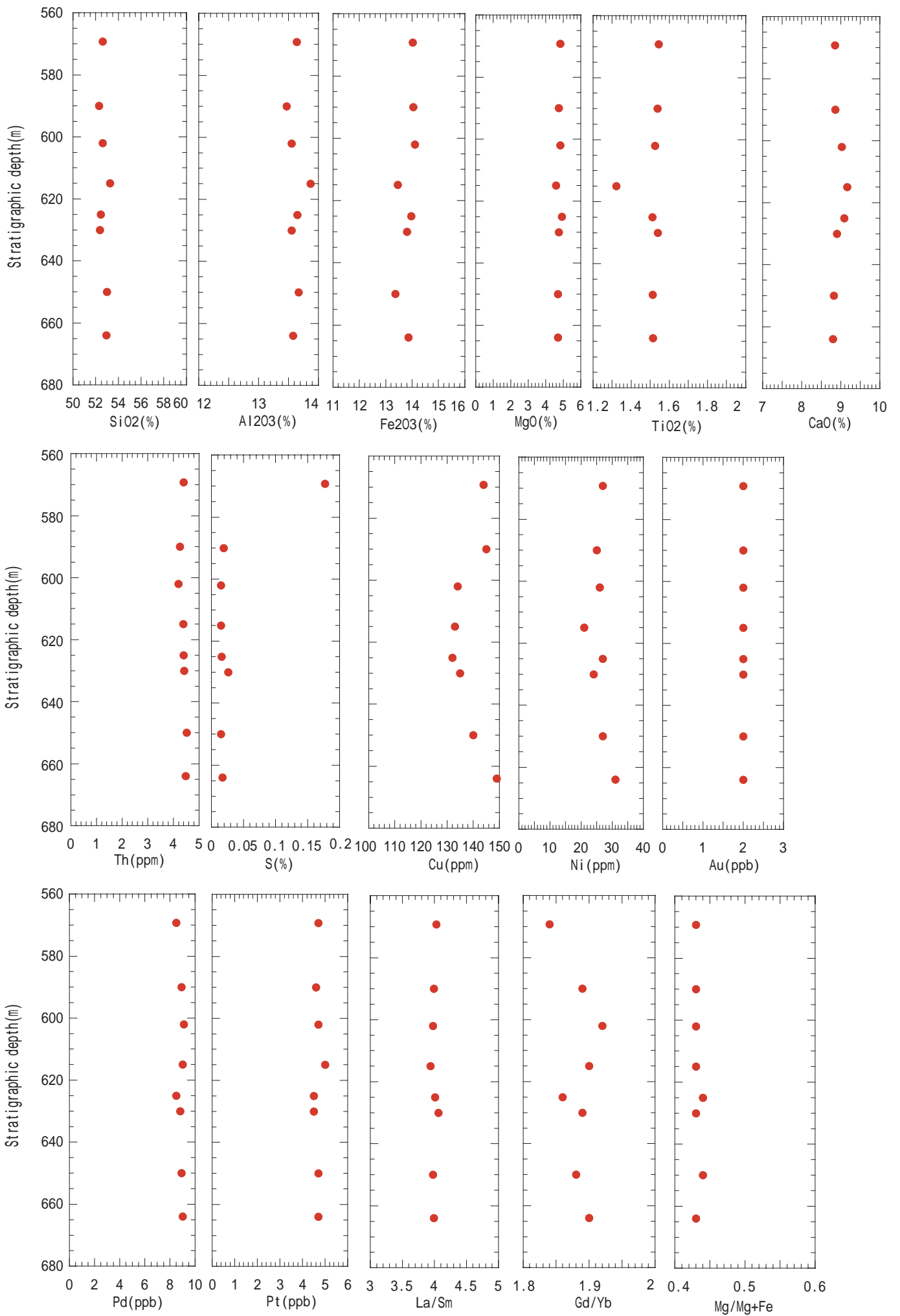


Fig.II-3-4-32 Vertical variations in major and trace-element in sill intersected by drill(TG97)

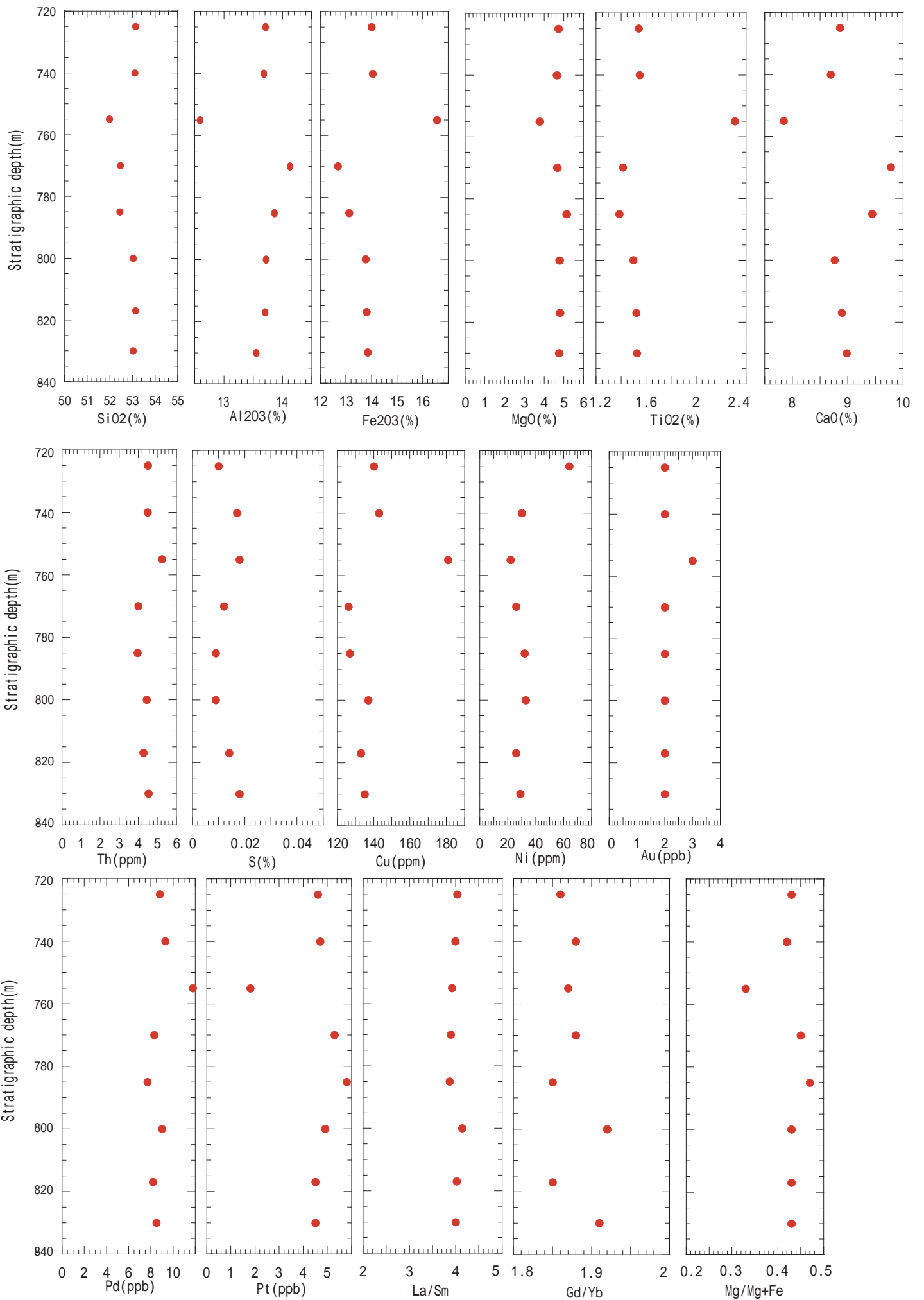


Fig.II-3-4-33 Vertical variations in major and trace-element in sill intersected by drill(TG228)

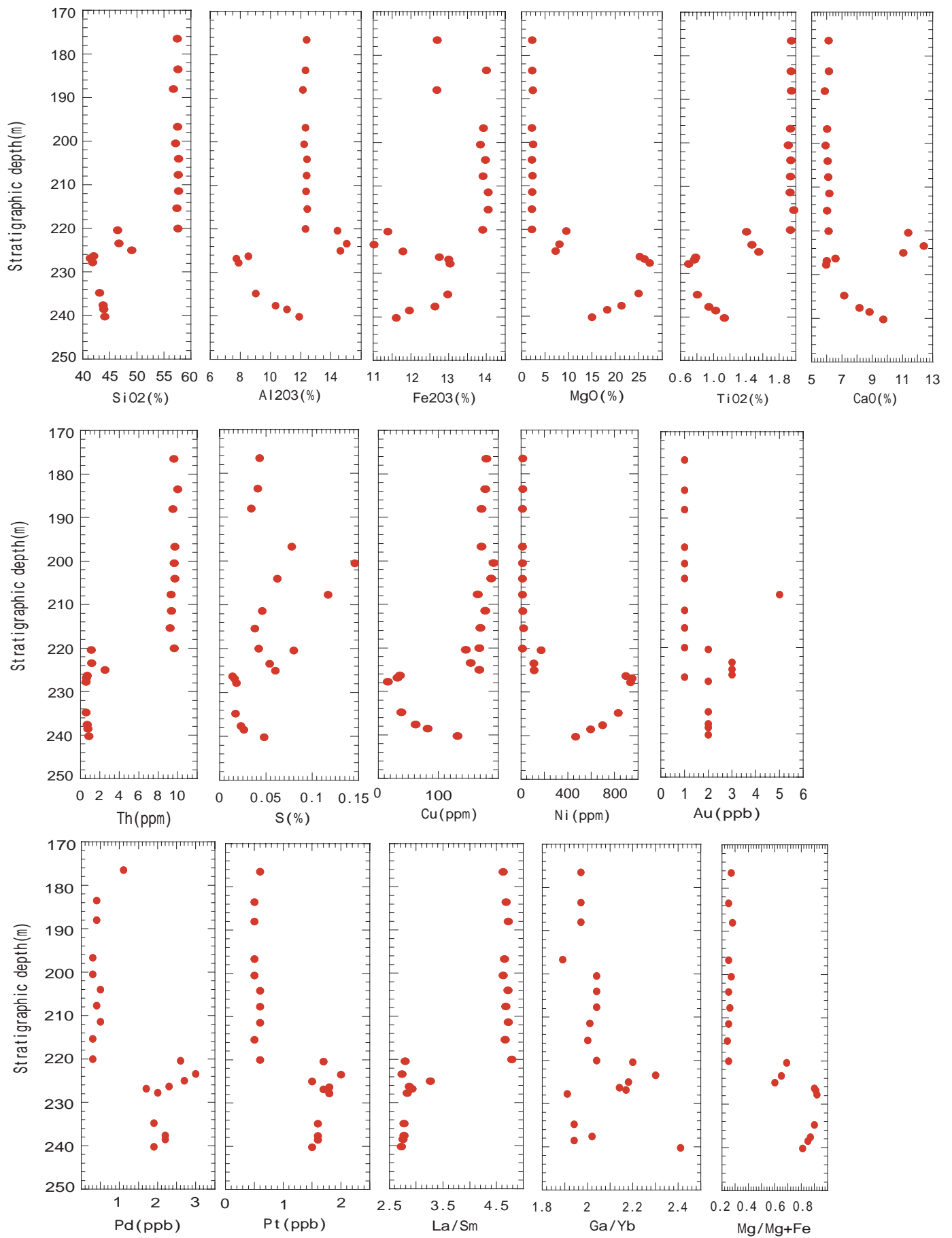


Fig.II-3-4-34 Vertical variations in major and trace-element in sill intersected by drill(TG62)

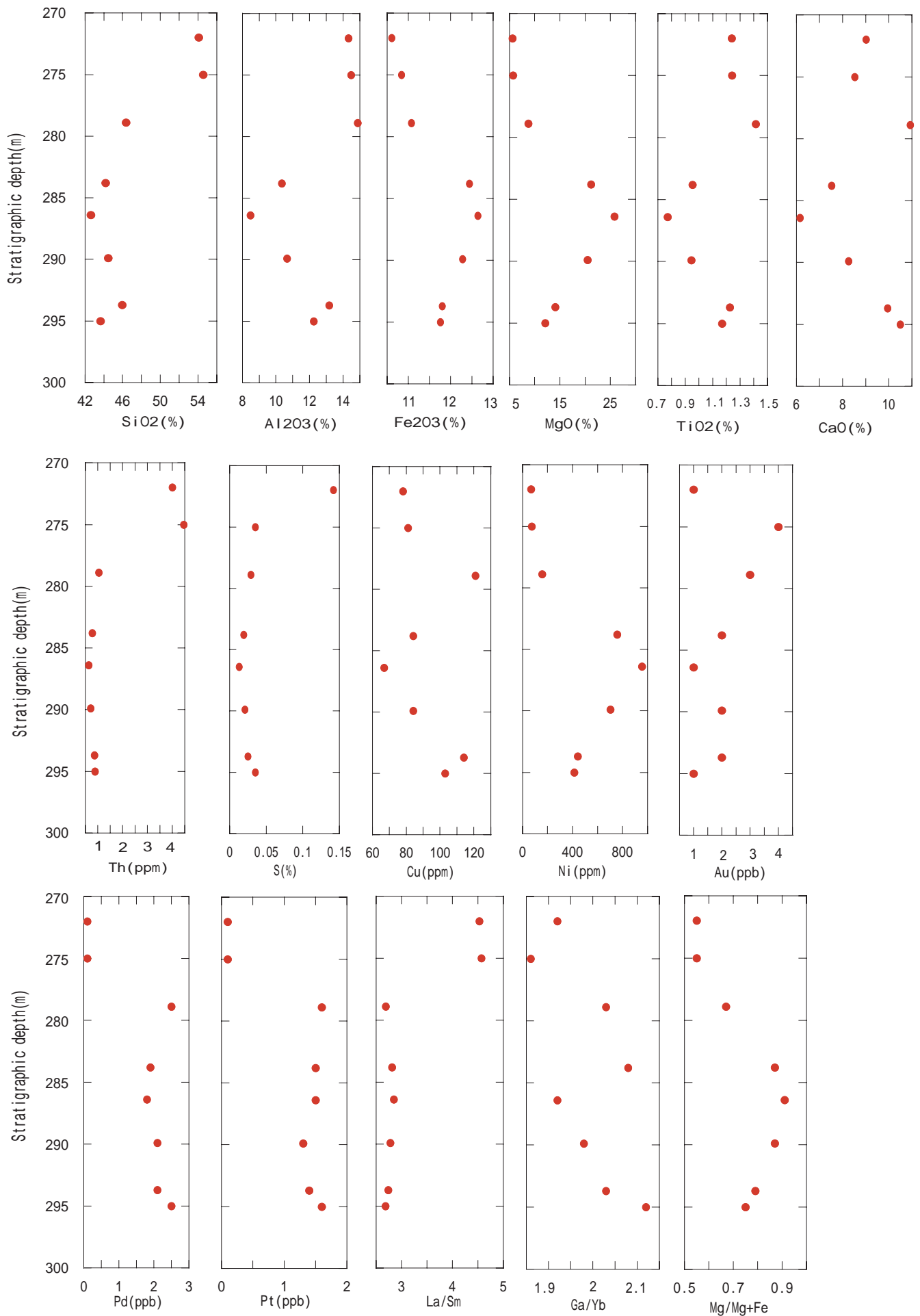


Fig.II-3-4-35 Vertical variations in major and trace-element in sill intersected by drill(TG114)

硫化物メルトを分離している可能性が考えられる。

3-4-5 硫黄同位体比

貫入岩体中の硫黄の起源を推定するため、貫入岩試料およびそれに対する硫黄供給源の可能性のある古生代堆積岩試料から分離した硫化物（大部分は黄鉄鉱）を用いて硫黄同位体比の測定を行った。測定結果を Table. II-3-4-1 に示す。

貫入岩 5 試料に含まれる硫化物の $\delta^{34}\text{S}$ の範囲は+9.6~+16.2‰と比較的高い値を示した。この値は Noril'sk 鉱床の+8‰~+12‰と類似している。Noril'sk 地域では、このような高い硫黄同位体比の原因として、基盤の堆積岩に含まれる硬石膏から硫黄が供給された可能性が考えられている。

一方、堆積岩 6 試料に含まれる硫化物の $\delta^{34}\text{S}$ は-22.6~+19.2‰と幅広い値を示した。このうち最も高い+19.2‰を示した試料(SW-01 547.10-547.30)と最も低い-22.6‰を示した試料(SP-17 734.40-734.55)は、ともにシルに近接してホルンフェルス化・珪化した堆積岩で、Rio Bonito 層に属するものである。

貫入岩で得られた+9.6~+16.2‰という値は火成岩としては高い値であり、外部からの硫黄の供給を考えるべきかもしれない。しかしながら、今回の測定で得られた母岩中の硫化物の硫黄同位体比は広い範囲にばらついており、現時点で外部硫黄供給源の特定は不可能である。

貫入岩試料のうち TM110 は Urubici タイプに、KN040B と AS010 は Paranapanema-Ribeira タイプに分類される。これらのマグマタイプは混染作用の影響の少ないものである。これらに含まれる硫化物も一貫して高い硫黄同位体比を示すことは、パラナ洪水玄武岩類の高い硫黄同位体比は外部硫黄の供給によるものではなく、起源物質自体が高い硫黄同位体比を有していた可能性を示唆するものかも知れない。

Table.II-3-4-1 Sulfur isotopic ratios of intrusive rocks and sediments

No.	Sample No.	Descriptions		$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
1	TM110	Pyrite film in dyke or sill (northern rim of Paraná flood basalt), Urubici type	Outcrop	16.2
2	KN040B	Pyrite in sill(Ponta Grossa Arch), Paranapanema-Ribeira type	Outcrop	10.1
3	AS010	Pyrite in dike(Ponta Grossa Arch), Paranapanema-Ribeira type	Outcrop	9.6
4	5AT-03-SC 486.90	Pyrite in sill(Southernmost Santa Catarina), Gramado type	Drill core	10.5
5	SW-03 234.00-234.20	Dissemination of pyrite in sill(Southernmost Santa Catarina), Esmeralda type	Drill core	10.6
6	TM108	Pyrite dissemination in calcaliuous rock (northern rim of Paraná flood basalt)	Outcrop	3.7
7	SP-51 171.40-172.05	Irati Pyrite-conc. (Ponta Grossa Arch)	Drill core	-3.8
8	SP-64 138.15-138.30	Irati Pyrite-conc. (Ponta Grossa Arch)	Drill core	6.2
9	AS020	Pyrite rich coal ore of Rio Bonito F.; (Lomba Grande)	Outcrop	-0.6
10	SW-01 547.10-547.30	Pyrite veinlet in hornfelsed sediment(Southernmost Santa Catarina)	Drill core	19.2
11	SP-17 734.40-734.55	Dissemination of pyrite in weak silicified footwall mudstone (Ponta Grossa Arch)	Drill core	-22.6

1~4 : Pyrite in intrusions(sill/dike)

5~11 : Pyrite in sedimentary rocks

3-5 パラナ洪水玄武岩類の白金族元素による岩石化学

3-5-1 パラナベースン洪水玄武岩の PGE 含有量について

第 II 部 1-3 で述べたように経済性を有する正マグマ性硫化物鉱床を生成するためには、硫黄に不飽和なマグマの発生と地殻浅所への貫入が必要である。このようなマグマは高いプラチナとパラジウムの含有量を示すはずである。

Table II-3-5-1 Platinum and Palladium concentrations of lava and intrusion samples

Magma Type		Lava				N	Intrusion				N
		Pt (ppb)		Pd (ppb)			Pt (ppb)		Pd (ppb)		
		Range	Average	Range	Average		Range	Average	Range	Average	
Paraná flood basalt											
Acidic rocks		<0.1-2.7	0.9	0.1-9.8	1.9	10	<0.1-0.7	0.2	<0.1-0.4	0.1	8
Ulubici	High-Ti	<0.1-7.3	4.7	<0.1-8.6	6.0	8	<0.2-11.0	4.7	0.3-8.6	5.8	11
Pitanga		<0.2-11.2	2.2	<0.2-28.4	4.5	61	<0.2-18.7	2.9	<0.2-133.8	5.9	65
Paranapanema-Ribeira	Intermediate-Ti	<0.2-22.8	7.9	<0.2-41.1	14.3	111	<0.2-16.5	7.4	<0.2-59.3	15.2	48
Esmeralda	Low-Ti	2.3-15.2	7.1	1.0-18.8	10.1	30	3.8-22.2	11.1	6.0-16.7	11.6	30
Gramado		0.4-14.7	5.5	0.2-33.4	6.5	38	<0.1-21.7	4.4	<0.1-14.9	5.4	89
Siberian Trap											
Tuklonsky	Low-Ti	9-13	11.2	9.0-13.0	10.7	5	/				

D.L: Detection Limit(Pt:0.1 or 0.2ppb, Pd:0.2ppb; Tuklonsky: The least PGE depleted magma of the Siberian Trap

本調査で採取された溶岩試料・貫入岩試料の Pt、Pd 含有量を Table II-3-5-1 に、溶岩試料・貫入岩試料に関する Pt、Pd 含有量の頻度分布図をそれぞれ Fig. II-3-5-1、Fig. II-3-5-2 に示す。溶岩試料、貫入岩試料ともに比較的高い Pt、Pd 含有量を示しており、パラナ洪水玄武岩類は全体として PGE に富んだ肥沃なマグマからもたらされたといえる。また各マグマタイプについて溶岩試料と岩石試料を比較すると、Pt と Pd の平均値はほとんど同じであるが、分析値は貫入岩試料の方が広い範囲にばらついている。マグマタイプ別の Pt、Pd 含有量の特徴は次のとおりである。

Paranapanema-Ribeira(Intermediate-Ti タイプ)

このタイプは全タイプの中で最も Pt、Pd に富むこと、特に Pd に富むこと、および Pt、Pd に枯渇した試料がほとんど存在しないことを特徴とする。Pd の最大値は溶岩試料で 41.1ppb、貫入岩試料で 59.3ppb である。また平均値は溶岩試料で 14.3ppb、貫入岩試料で 15.2ppb である。溶岩試料についての Pt と Pd の平均合計含有量は 22.2ppb であり、Noril'sk 地域で最も PGE に

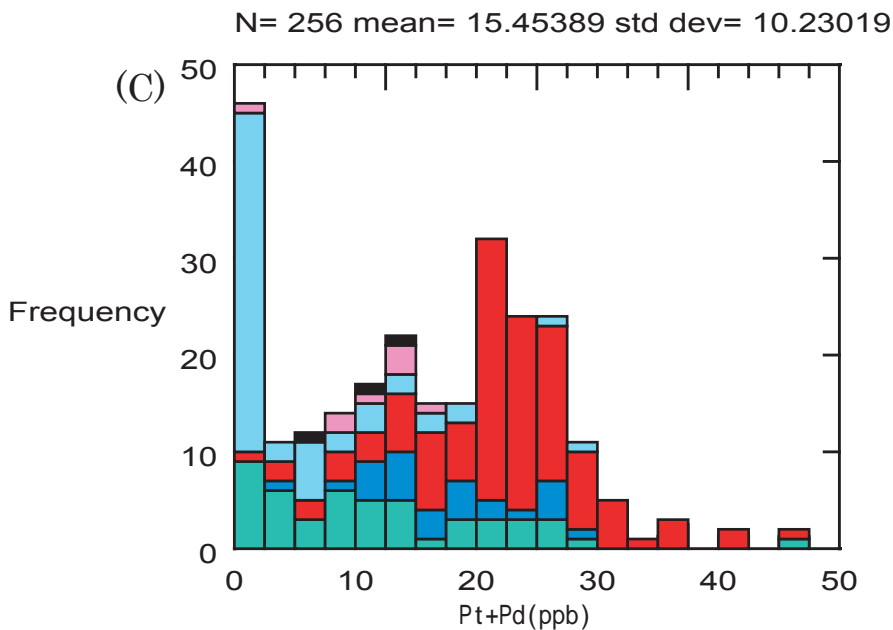
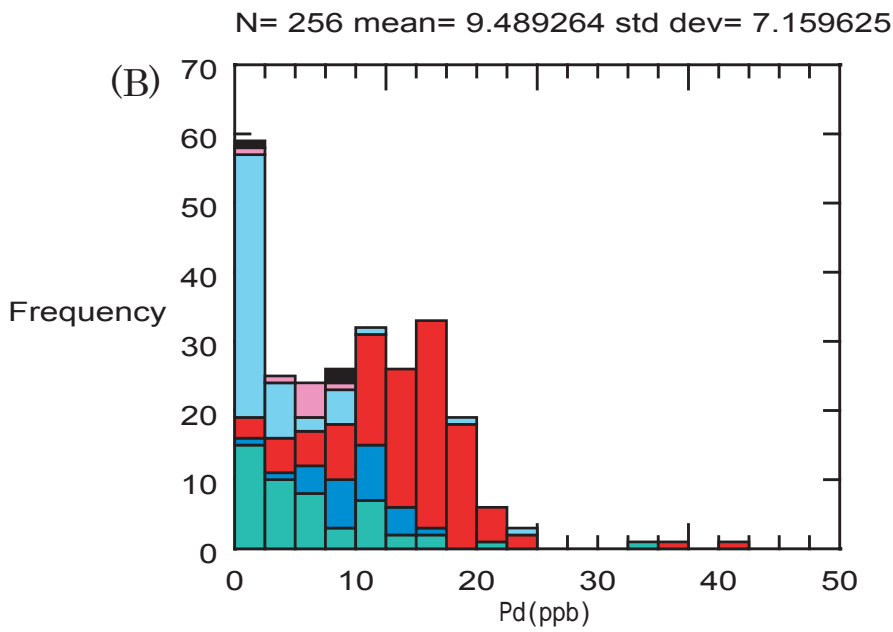
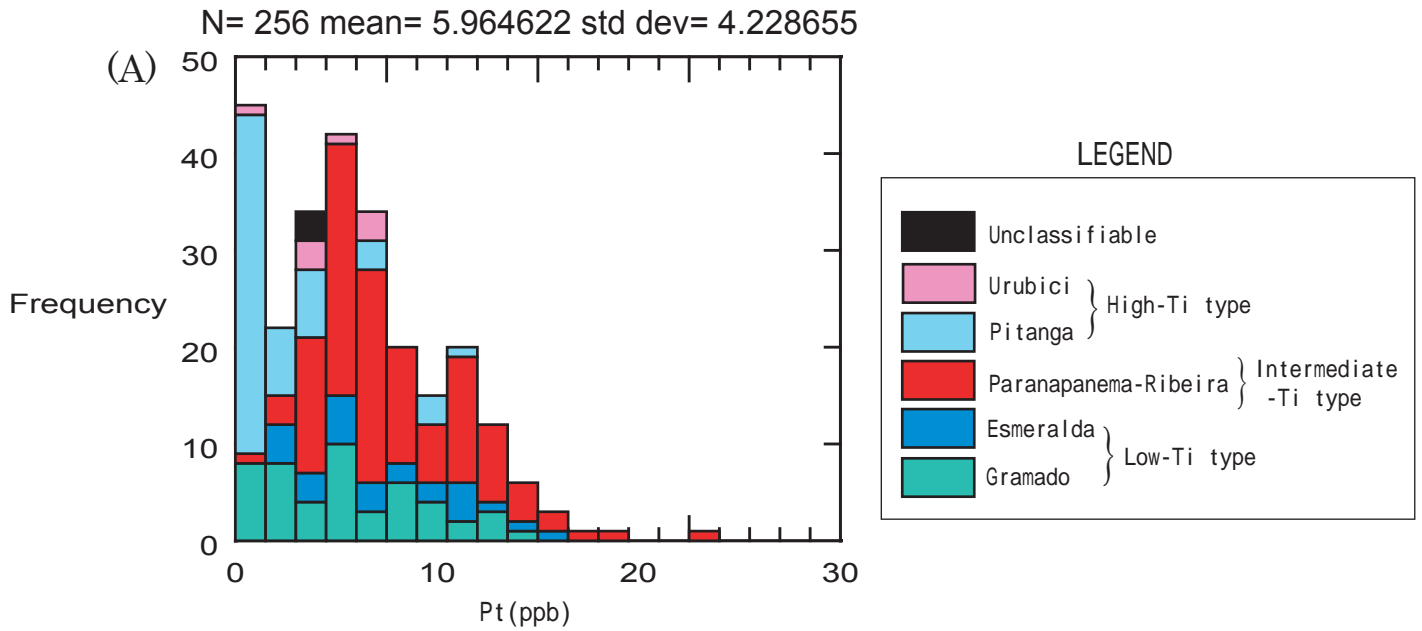


Fig. II-3-5-1 Frequency diagrams of assay data of Pt(A), Pd(B), and Pt+Pd(C) for lava samples

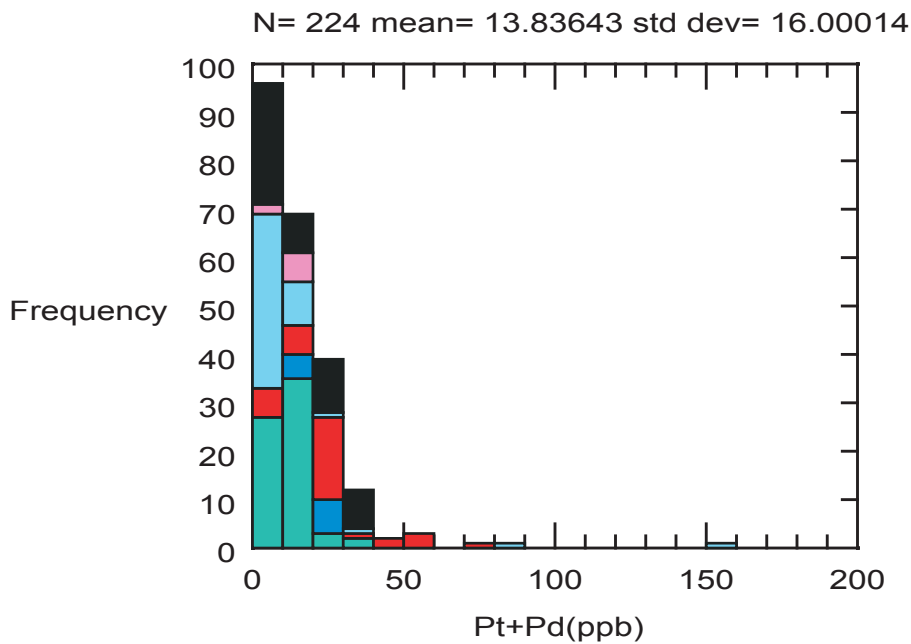
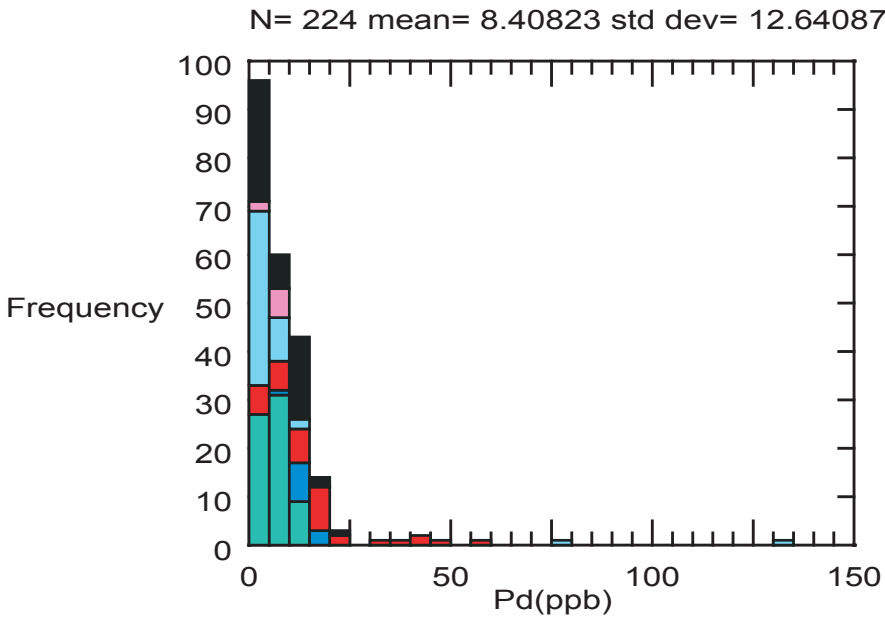
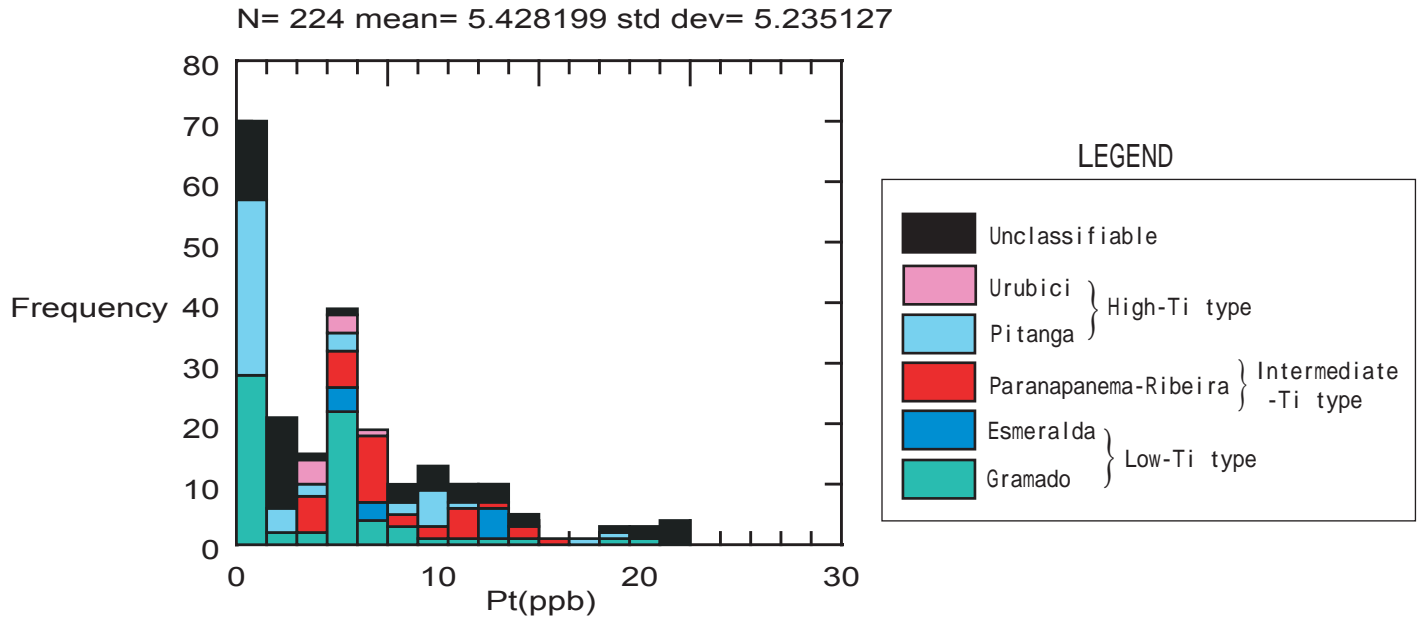


Fig. II-3-5-2 Frequency diagrams of assay data of Pt(A), Pd(B), and Pt+Pd(C) for intrusion samples

富む Tuklonsky 溶岩の 21.9ppb とほぼ同等である。

Esmeralda(低 Ti タイプ)

このタイプは Paranapanema-Ribeira に次いで高い Pt、Pd 含有量を示す。このタイプも Pt、Pd に枯渇した試料がほとんど存在しないことを特徴とする。

Gramado(低 Ti タイプ)

Pt と Pd の平均含有量は Pitanga (高 Ti タイプ)、Urubici (高 Ti タイプ)と同程度である。Pt、Pd に枯渇した試料が多く存在することが特徴である。

Pitanga(高 Ti タイプ)

Pt と Pd の平均含有量は Gramado (低 Ti タイプ)、Urubici (高 Ti タイプ)と同程度である。Gramado と同様に Pt、Pd に枯渇した試料が多く存在することが特徴であるが、Ponta Grossa Arch で採取された一部の貫入岩体試料は高い Pt、Pd 含有量を示す。例えば、KN104 は Pt 28.4ppb、Pd 133.8ppb と非常に高い値を示している。

Urubici(高 Ti タイプ)

Pt と Pd の平均含有量は Gramado (低 Ti タイプ)、Pitanga (高 Ti タイプ)と同程度である。試料数が少ないため明確な特徴は分からない。

Fig. II-3-5-3 および Fig. II-3-5-4 に Pt と Pd の関係図を示す。Noril'sk 地域の洪水玄武岩では Pt と Pd が良く相関しており、その Pt/Pd 比は約 1 である。この値は始源マンツルの Pt/Pd 比(1.9)よりも小さい。これは Noril'sk 地域のマグマが Pd に対し Pt に枯渇していることを示している。このような非始源マンツル的な Pt/Pd 比は、起源物質の特徴を反映しているものと考えられ、その起源は大陸下のリソスフェアマンツルあるいはマンツル下部から発生するプリュームに求められるかも知れない(Brügmann et al., 1993)。いっぽう、パラナ洪水玄武岩類の Pt/Pd 比は大部分の試料で 1 より小さく、広い範囲にばらついてプロットされる。パラナ洪水玄武岩類は Noril'sk 地域のマグマよりもさらに Pt に枯渇しており、より非始源マンツル的であるといえる。この傾向は最も Pd に富んだ Paranapanema-Ribeira において、より明らかである。このような Pt に枯渇した特徴は、東グリーンランドに分布する洪水玄武岩類の PGE 含有量の特徴(Momma et al., 2002)と類似している。

Table II-3-5-2 に代表的溶岩試料・貫入岩試料についての金属元素含有量を、Fig. II-3-5-5 および Fig. II-3-5-6 にそれらの試料についての始源マンツル規格化パターンを示す。硫黄に不飽和な状態でのマグマの結晶分化作用において、Ir は適合元素として挙動し、いっぽう Pd は非適合元素として挙動する。従って Fig. II-3-5-5、Fig. II-3-5-6 の右上がりの傾きは結晶分化作用の進行度を示すと考えられる。Fig. II-3-5-5 によれば比較的分化しているパラナ洪水玄武岩類は、Ni から Pd にかけては急傾斜で、Pd から Cu にかけてフラットなパターンを示す。例外的なパターンを示すのは Urubici で、Ni から Cu にかけて比較的緩やかな右上がりパターンを示す。Fig. II-3-5-6 は貫入岩類についてのパターンである。今回の調査で採取された試料の中で最も Pd に富んでいる KN104(Pd 133.8ppb)および KN150(Pd 76.1ppb)は、共に Ir から Pd にか

LEGEND

Classified	
△ Gramado	} Low-Ti type
□ Esmeralda	
● Paranapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
■ Pitanga	
◆ Urubici	} High-Ti type
Unclassifiable	
* Acidic Rock	
+ Unclassifiable	



Approximate field of the rocks of the Noril'sk region (Brugmann et al., 1993)

Primitive Mantle (McDonough and Sun, 1995)

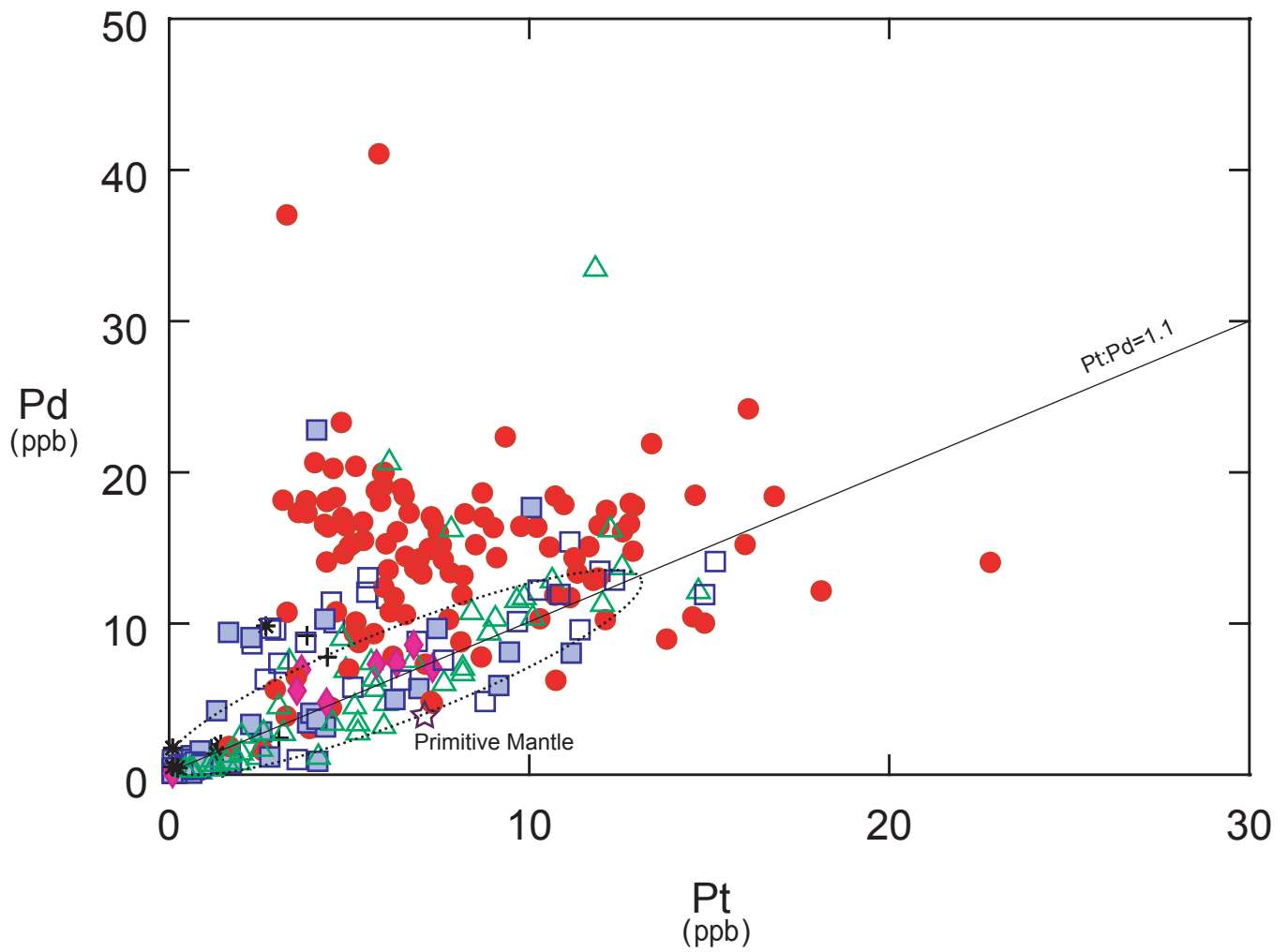


Fig.II-3-5-3 Pt - Pd correlation diagram for lava samples

LEGEND

Classified	
△ Gramado	} Low-Ti type
□ Esmeralda	
● Paranapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
■ Pitanga	
◆ Urubici	} High-Ti type
Unclassifiable	
◇ Gramado or Esmeralda(Low-Ti type)	
▲ Paranapanema-Ribeira or Pitanga (Intermediate or High-Ti type)	
* Acidic Rock	
+ Unclassifiable	



Approximate field of the rocks of the Noril'sk region (Brugmann et al., 1993)

Primitive Mantle (McDonough and Sun, 1995)

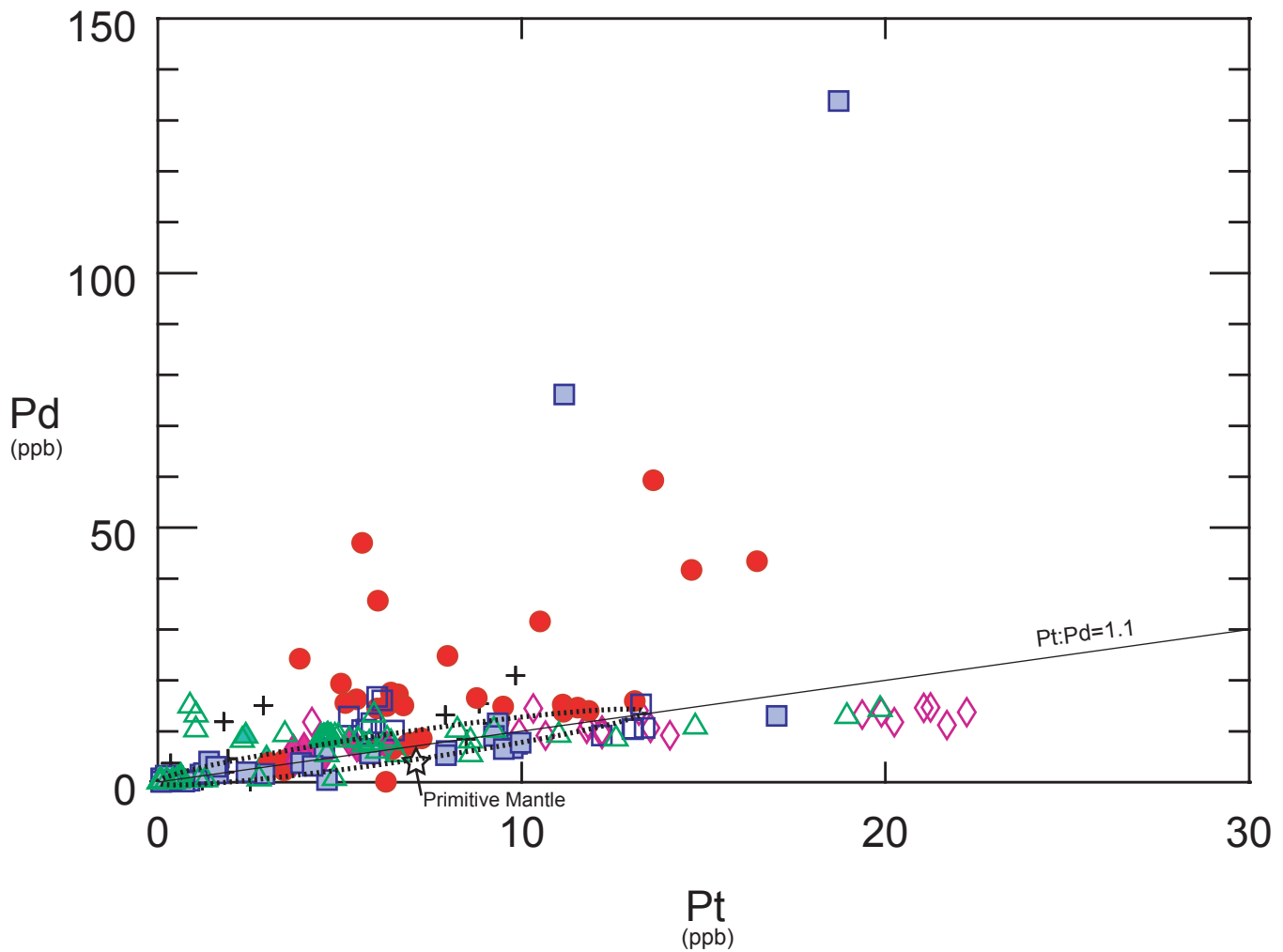


Fig.II-3-5-4 Pt - Pd correlation diagram for intrusive samples

Table II-3-5-2 Metal elements concentrations for selected samples

Sample No.	Magma_Type	Sample Type	Ni(ppm)	Ir(ppb)	Rh(ppb)	Pt(ppb)	Pd(ppb)	Au(ppb)	Cu(ppm)
WW134	Gramado	Lava	40	0.2	1	12.6	13.7	3.3	88
WW175	Gramado	Lava	261	<0.1	<0.2	11.8	33.4	1.0	172
WW184	Gramado	Lava	118	0.3	0.8	6.1	20.6	7.0	142
YM108	Gramado	Lava	25	0.1	0.2	7.8	16.2	5.2	100
YM168	Gramado	Lava	118	0.6	0.8	12.3	16.2	4.1	163
YM146	Esmeralda	Lava	34	0.1	0.3	5.5	13.0	5.6	170
KM104	Esmeralda	Lava	28	0.2	1	11.1	15.4	17.5	141
YM114	Esmeralda	Lava	49	<0.1	0.6	3.8	8.8	1.0	144
YM115	Esmeralda	Lava	9	0.1	0.7	12.4	12.9	3.5	200
KM116	Parapananema	Lava	21	0.5	0.7	3.3	37.0	21.6	151
KM120	Parapananema	Lava	23	0.1	1	5.1	15.3	8.3	279
TM153	Parapananema	Lava	53	0.1	0.3	12.1	10.3	3.0	228
YM119	Parapananema-Ribeira	Lava	42	0.5	0.8	5.8	41.1	4.0	182
YM125	Parapananema	Lava	22	<0.1	0.5	4.8	23.3	3.7	192
YM130	Parapananema-Ribeira	Lava	61	0.2	0.4	16.1	24.2	6.9	209
TM126	Pitanga	Lava	8	0.2	<0.2	4.1	22.8	7.5	116
TM129	Pitanga	Lava	25	0.3	0.7	10.1	17.7	2.3	143
TM130	Pitanga	Lava	33	1.8	0.7	9.5	8.1	3.8	142
TM164	Pitanga	Lava	1	<0.1	0.5	1.7	9.4	2.5	157
YM208	Pitanga	Lava	225	0.3	0.7	4.3	10.3	2.2	138
YM182	Urubici	Lava	130	0.2	0.6	6.8	8.6	3.8	172
YM184	Urubici	Lava	225	0.3	1	5.8	7.3	3.2	152
YM210	Urubici	Lava	214	0.2	0.5	6.3	7.4	1.0	130
YM223	Urubici	Lava	175	0.2	0.7	7.3	7.1	3.3	128
KN110A	Parapananema-Ribeira	Dyke	60	0.2	0.8	16.5	43.4	7.8	212
KN112	Parapananema-Ribeira	Dyke	33	<0.1	0.7	5.6	47.0	6.4	195
KN173	Parapananema-Ribeira	Dyke	34	<0.1	0.6	13.6	59.3	17.4	219
KN150	Pitanga	Sill	<1	<0.1	<0.2	11.2	76.1	23.8	49
KN104	Pitanga	Dyke	30	<0.1	<0.2	18.7	133.8	40.5	234
KN001	Unclassifiable	Sill	246	<0.1	0.3	0.7	0.8	1.9	130
KN002	Unclassifiable	Sill	356	<0.1	0.3	1.2	0.3	0.5	49
Primitive Mantle*			1960	3.2	0.9	7.1	3.9	1	30

*McDonough and Sun(1995)

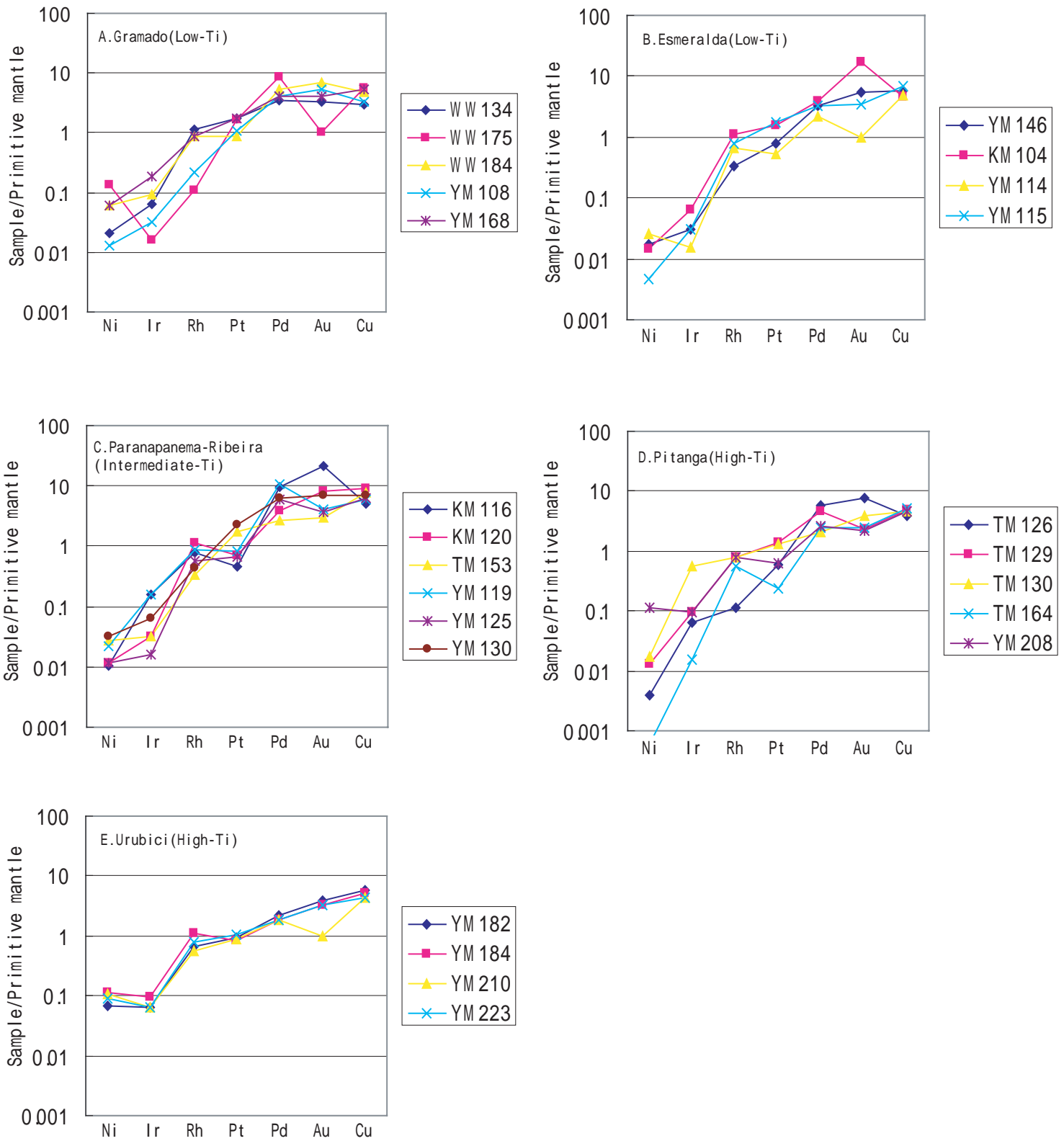


Fig.II-3-5-5 (A, B, C, D, and E) Mantle-normalised metal patterns for selected lava samples

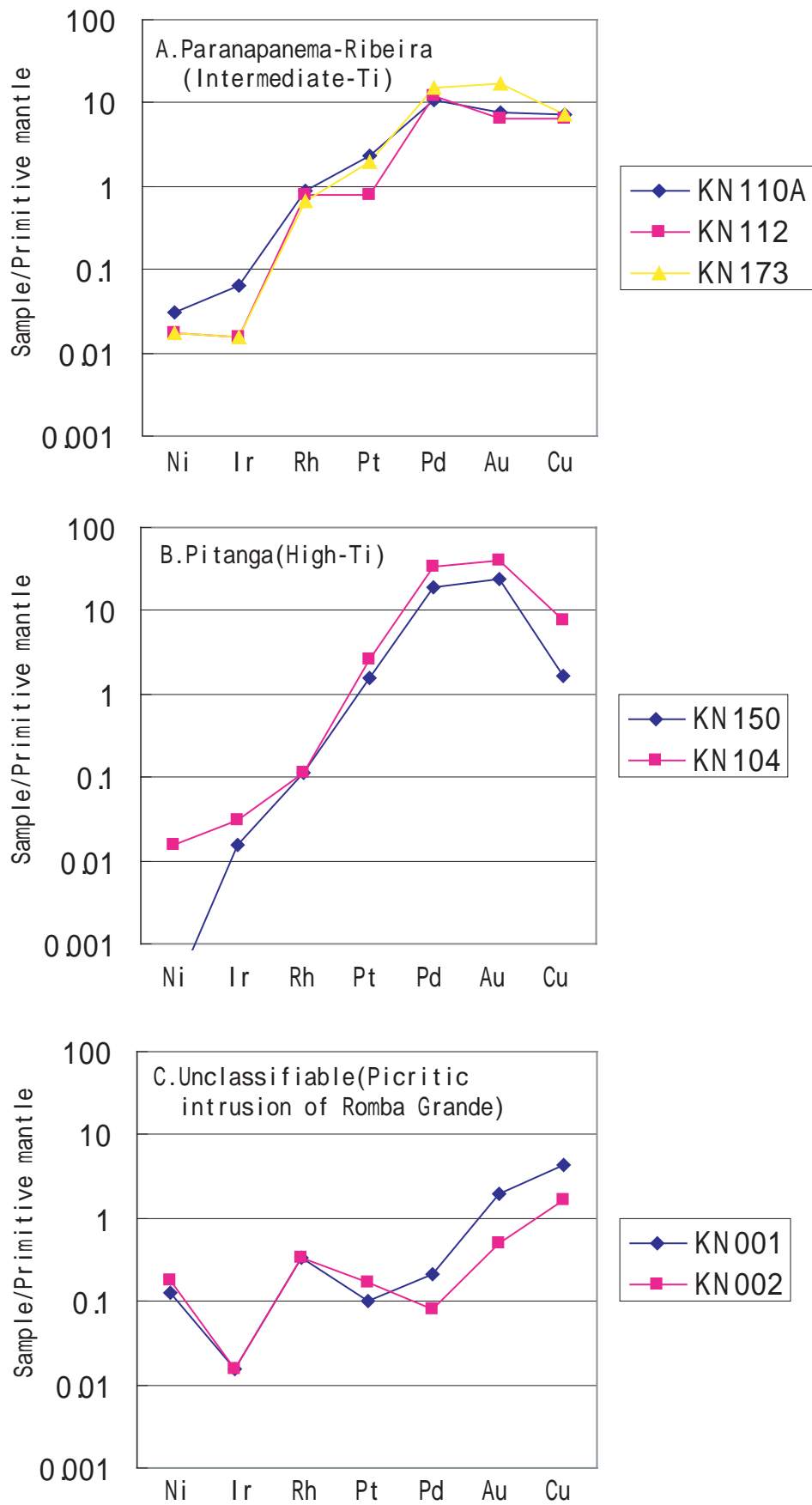


Fig.II-3-5-6 (A, B, and C) Mantle-normalised metal element patterns for selected intrusion samples

けて非常に急傾斜の右上がりパターンを示し、Au から Cu にかけては逆に右下がりとなる。調査地域内で唯一ピクライト質であるパラナベズン南部の Romba Grande 岩体から得られた 2 試料については Ni から Pd にかけての右上がりパターンはみられない。これはおそらくカンラン石の集積によるものと考えられる。

3-5-2 部分溶融度と PGE 含有量の関係

第 II 部 3-3 で述べたように、各マグマタイプの部分溶融度は異なっており、低 Ti タイプ (Esmeralda, Gramado) → Intermediate-Ti タイプ (Paranapanema-Ribeira) → 高 Ti タイプ (Pitanga, Urubici) の順番に部分溶融度が小さく、マグマの発生深度も深くなり、さらに起源物質も枯渇した組成からより肥沃な組成に変化すると推定された。このうち、パラナベズン中央部から北部にかけて分布する Paranapanema-Ribeira と Pitanga については比較的類似したマグマソースから部分溶融度の違いによって生成されたと考えられている (Mantvani et al., 2000)。

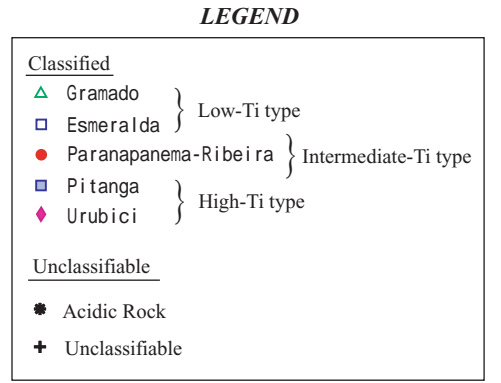
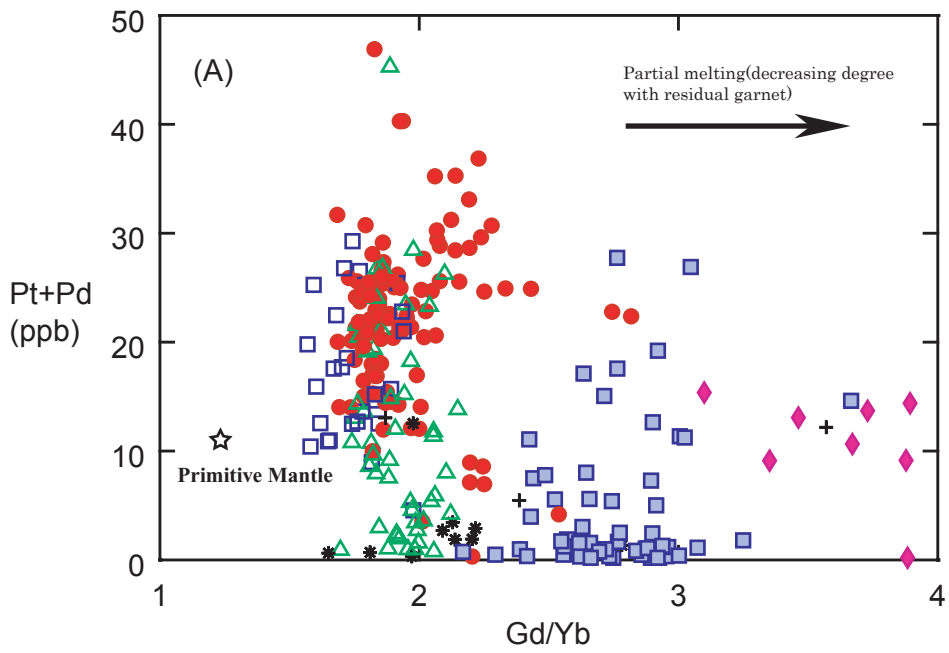
Fig. II-3-5-7 に部分溶融度と Pt、Pd 濃度の関係図を示す。Pitanga は多くの枯渇した試料を含むが、これらを除いて両者を比較しても、部分溶融度の大きい Paranapanema-Ribeira の方がやや Pt、Pd に富むことが分かる。このことは起源物質が同じ場合には、部分溶融度の大きい方がマグマ中に Pt、Pd をより多く取り込むことを示している。従って、起源物質が同じであった場合、部分溶融度の大きいマグマの方が硫化物鉱床の生成にとって有利であると考えられる。

3-5-3 硫黄に対する飽和と PGE 含有量の関係

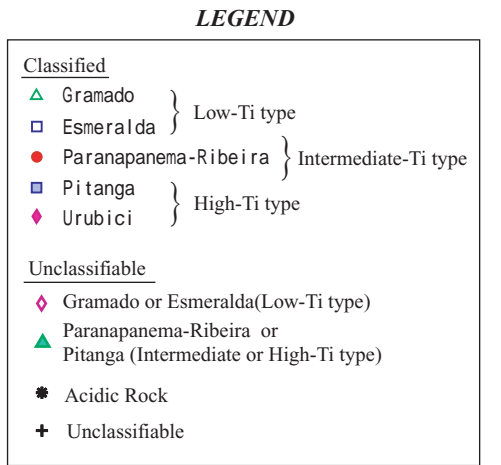
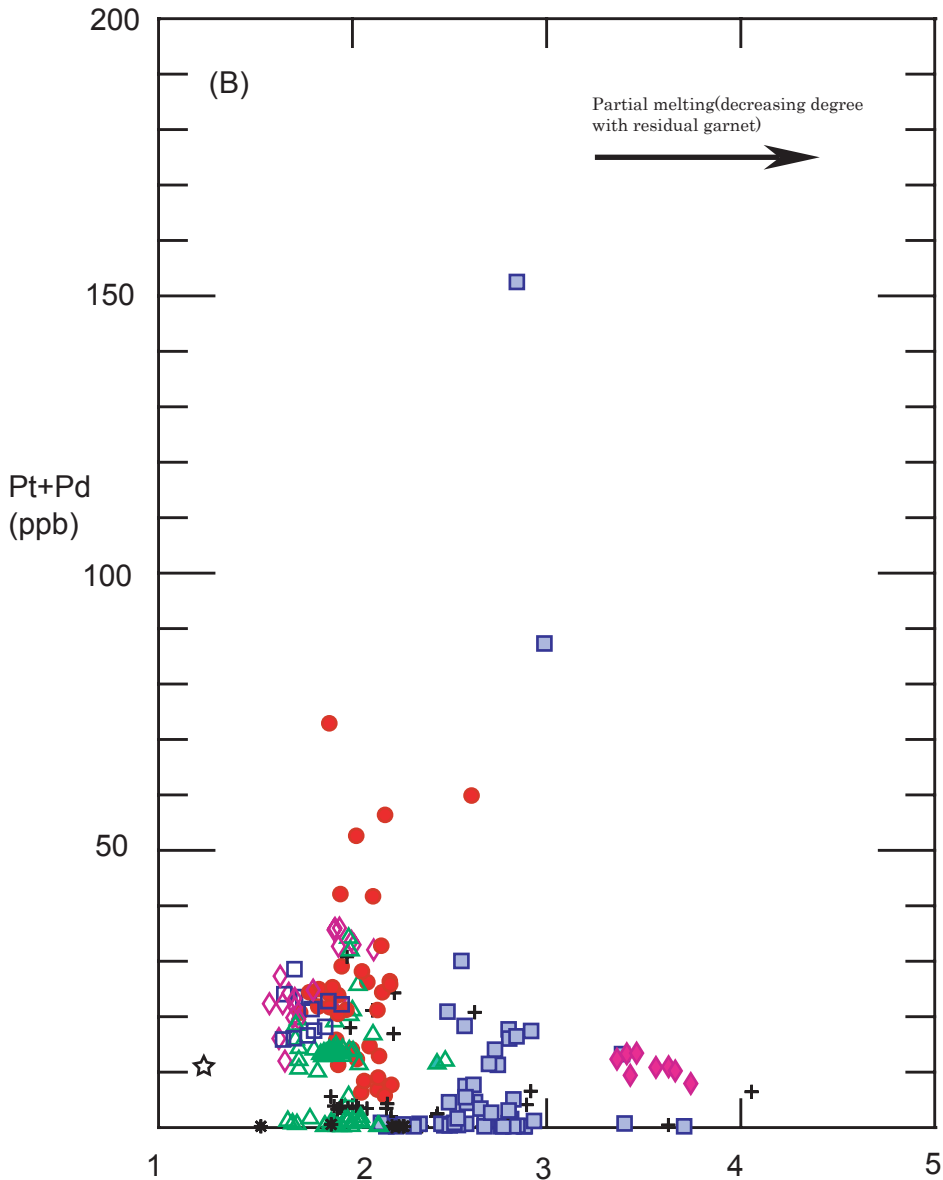
パラナ洪水玄武岩類は、マグマタイプによって PGE 含有量の違いがあるが、全体として初生的に PGE に富んだ肥沃なマグマからもたらされた。このようなマグマから硫化物鉱床が生成されるためには正マグマのプロセス、すなわち珪酸塩メルト中の硫黄が飽和に達することにより不混和となった硫化物メルトが分離されることが必要である。

Fig. II-3-5-8 および Fig. II-3-5-9 に、それぞれ溶岩試料と貫入岩試料についての Cu と Pd の関係図を示す。この 2 元素は共に硫化物メルトに濃集する性質を持っているが、Pd の方がより濃集の程度が大きい。硫化物メルト-珪酸塩マグマ間の分配係数は Cu で 600~1,000 であるのに対し、Pd では 10,000~100,000 である。従って、Pd の方が 15~100 倍程度多く硫化物メルトに濃集する。このため、珪酸塩マグマが硫黄に飽和して不混和硫化物メルトを分離すれば、珪酸塩マグマ中の Pd と Cu は共に枯渇するが、枯渇の程度は Pd の方が著しく大きい。従って、不混和硫化物メルトの分離が進むに従って、珪酸塩マグマの Pd/Cu が急激に低下するはずである。

Fig. II-3-5-8 および Fig. II-3-5-9 からはパラナベズン地域のそれぞれの溶岩タイプが特定の領域にプロットされることが分かる。5 タイプの溶岩のうち、Intermediate タイプの



Primitive Mantle (McDonough and Sun, 1995)



Primitive Mantle (McDonough and Sun, 1995)

**Fig.II-3-5-7 (A) Gd/Yb - Pt+Pd concentrations for lava samples;
(B) Gd/Yb - Pt+Pd concentrations for intrusion samples**

LEGEND

Classified	
△ Gramado	} Low-Ti type
□ Esmeralda	
● Paranapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
■ Pitanga	
◆ Urubici	} High-Ti type
Unclassifiable	
* Acidic Rock	
+ Unclassifiable	

○ Approximate field of the rocks of the Noril'sk region (Brugmann et al., 1993)

Primitive Mantle (McDonough and Sun, 1995)

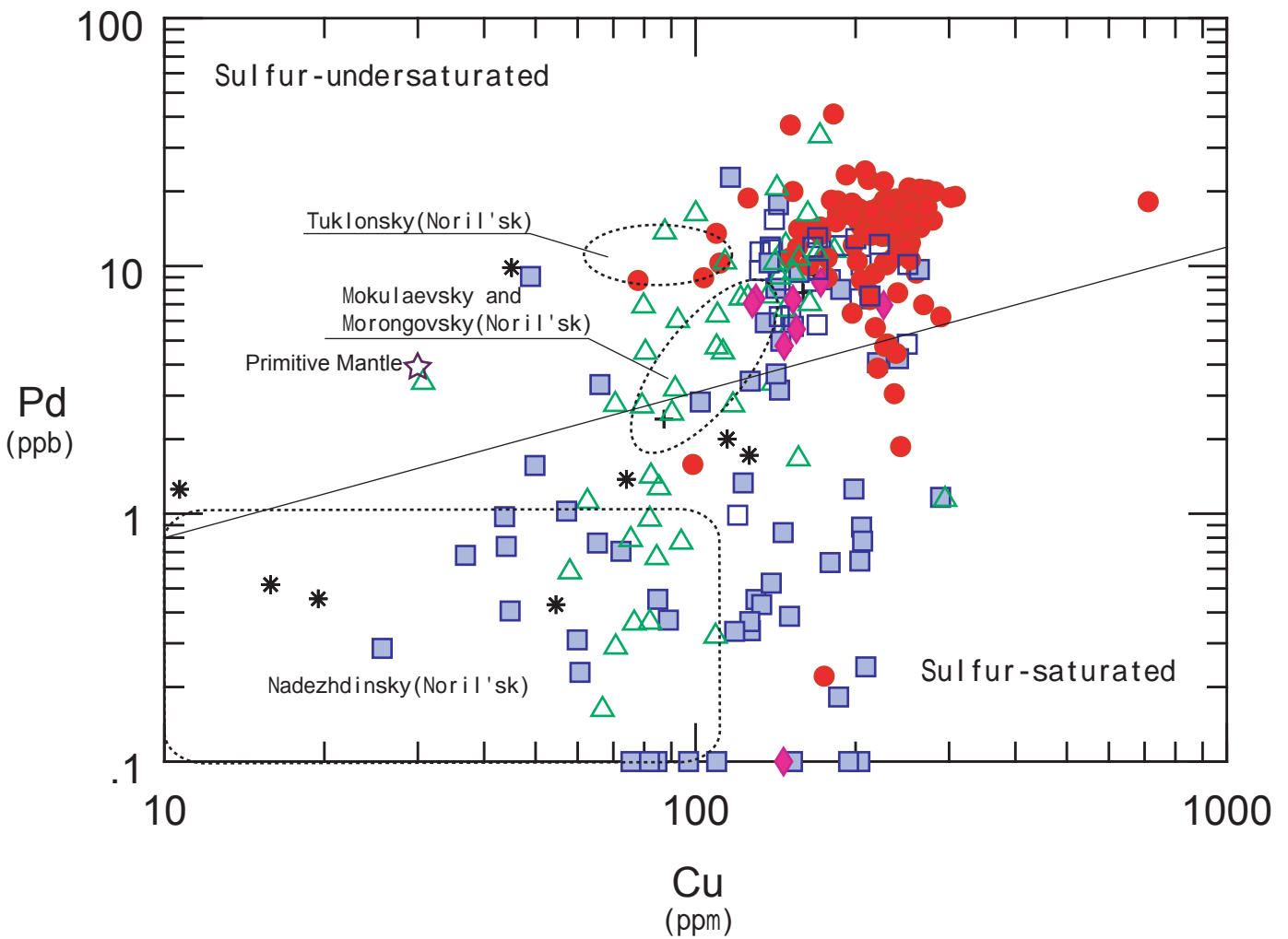


Fig.II-3-5-8 Cu vs. Pd discriminant diagram between the field of rocks formed by Sulfur-saturated magmas and the field of rocks formed by Sulfur-undersaturated magmas (Brooks et al., 1999) for lava samples.

LEGEND

Classified	
△ Gramado	} Low-Ti type
□ Esmeralda	
● Paranapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
■ Pitanga	
◆ Urubici	} High-Ti type
Unclassifiable	
◇ Gramado or Esmeralda	(Low-Ti type)
△ Paranapanema-Ribeira or Pitanga	(Intermediate or High-Ti type)
* Acidic Rock	
+ Unclassifiable	

○ Approximate field of the rocks of the Noril'sk region (Brugmann et al., 1993)

Primitive Mantle : McDonough and Sun, 1995)

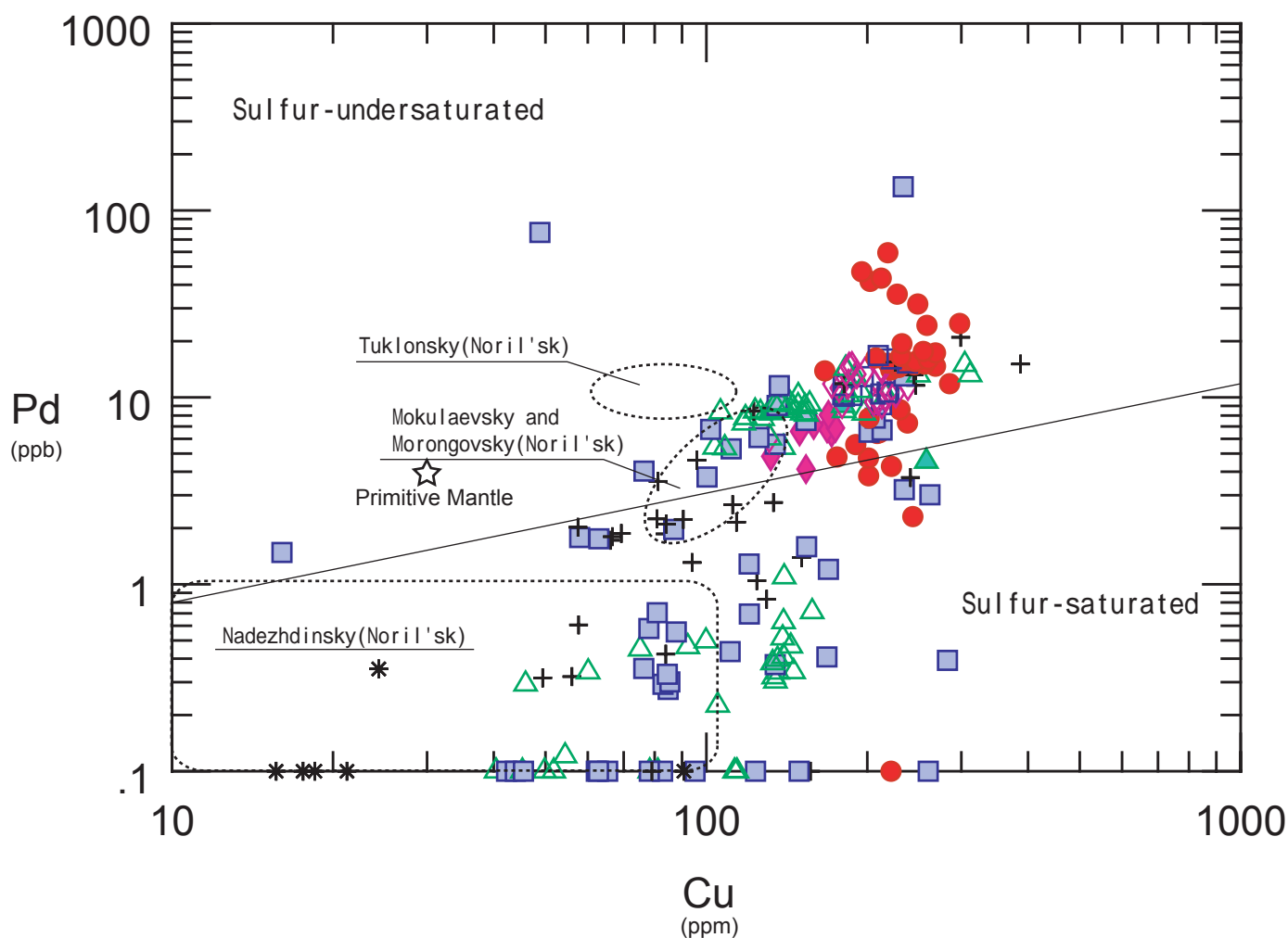


Fig.II-3-5-9 Cu vs. Pd discriminant diagram between the field of rocks formed by Sulfur-saturated magmas and the field of rocks formed by Sulfur-undersaturated magmas (Brooks et al., 1999) for intrusive rocks.

Paranapanema-Ribeira と低 Ti タイプの Esmeralda のほぼ全試料が硫黄に不飽和な領域にプロットされ、Pd 含有量も高い。特に Paranapanema-Ribeira は Pd、Cu 共に最も高い領域にプロットされる。低 Ti タイプの Gramado と高 Ti タイプの Pitanga は、硫黄に飽和した領域と不飽和な領域にまたがってプロットされる。特に、Pitanga の多くの試料は Pd に枯渇しており、硫黄に飽和した領域にプロットされる。また Urubici は試料数が少ないもののほとんどが硫黄に不飽和な領域にプロットされる。このことから 5 タイプの溶岩の起源マグマは初生的に全て硫黄に不飽和で Pd に富んでいたが、Gramado と Pitanga については何らかの理由でその一部が硫黄の飽和に達し、不混和硫化物を分離した可能性が考えられる。Pitanga に分類される貫入岩体試料 KN104 で確認された 133.8ppb という Pd の値は、マグマが元来有する Pd 含有量としては明らかに高すぎるものであり、Pd を含有した硫化物溶液の存在を示唆するものと考えられる。

それでは Gramado と Pitanga はどのようなメカニズムによって硫黄の飽和に達したのだろうか。5 タイプのマグマのうち低 Ti タイプの Gramado と Esmeralda に関しては、微量元素組成、同位体組成から上部地殻物質混染の影響が認められた。特に Gramado についてはその影響が顕著と考えられた。Fig. II-3-5-10 は地殻物質混染と硫黄に対する飽和の関係を示したものである。これによれば Gramado に関しては、地殻物質混染の程度の大きい試料で Pd に枯渇する傾向がみられる。

Fig. II-3-5-11 は結晶分化作用の進行と硫黄の飽和の関係を示したものである。Paranapanema-Ribeira と Pitanga は共に混染作用の影響の小さなマグマタイプと考えられるが、Mg ナンバー60 を境界として分化した側に硫黄の飽和に達する傾向がみられる。より分化している Pitanga では多くの試料が低い Pd/Cu 比を示し、Paranapanema-Ribeira では分化した側の少数の試料で Pd/Cu の低下がみられる。このことから Pitanga における飽和の要因は、結晶分化作用と考えられる。

3-5-4 パラナ洪水玄武岩類に伴う Cu-Ni-PGE 硫化物鉱床胚胎ポテンシャル

パラナ洪水玄武岩類と Noril'sk 地域の洪水玄武岩を比較すると、全体的な傾向としてパラナ洪水玄武岩類の方が Cu に富んでいる (Fig. II-3-5-8 および Fig. II-3-5-9)。特に Paranapanema-Ribeira でその特徴が顕著である。Pd 含有量に関しては Paranapanema-Ribeira と Noril'sk の Tuklonsky 溶岩の平均値は同じであるが、前者の方が高含有量の試料を多く含んでいる。このようにパラナ洪水玄武岩類が Cu、Pd に富む理由としては、パラナ洪水玄武岩の方が Noril'sk 地域の洪水玄武岩よりも分化が進んでいるため、硫黄に不飽和な状態で非適合元素として挙動する Cu、Pd がマグマ中により濃集したためと推定される。

以上のように PGE 等金属元素に関する肥沃度という観点からは、パラナ洪水玄武岩類は Noril'sk 地域のマグマをやや凌いでおり、第 II 部 1-3 で示した正マグマ性硫化物鉱床生成に必要な第 1 条件「硫黄に不飽和なマグマの発生と地殻浅所への貫入」を満たしているといえる。ただし、パラナ洪水玄武岩類は、そのやや分化した組成から Noril'sk 地域のマグマに比べて低温であったことが推定され、地殻浅所貫入後に母岩を同化する能力は低かったと考えられる。

LEGEND

Classified	
△ Gramado	} Low-Ti type
□ Esmeralda	
● Paranapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
■ Pitanga	
◆ Urubici	} High-Ti type
Unclassifiable	
* Acidic Rock	
+ Unclassifiable	

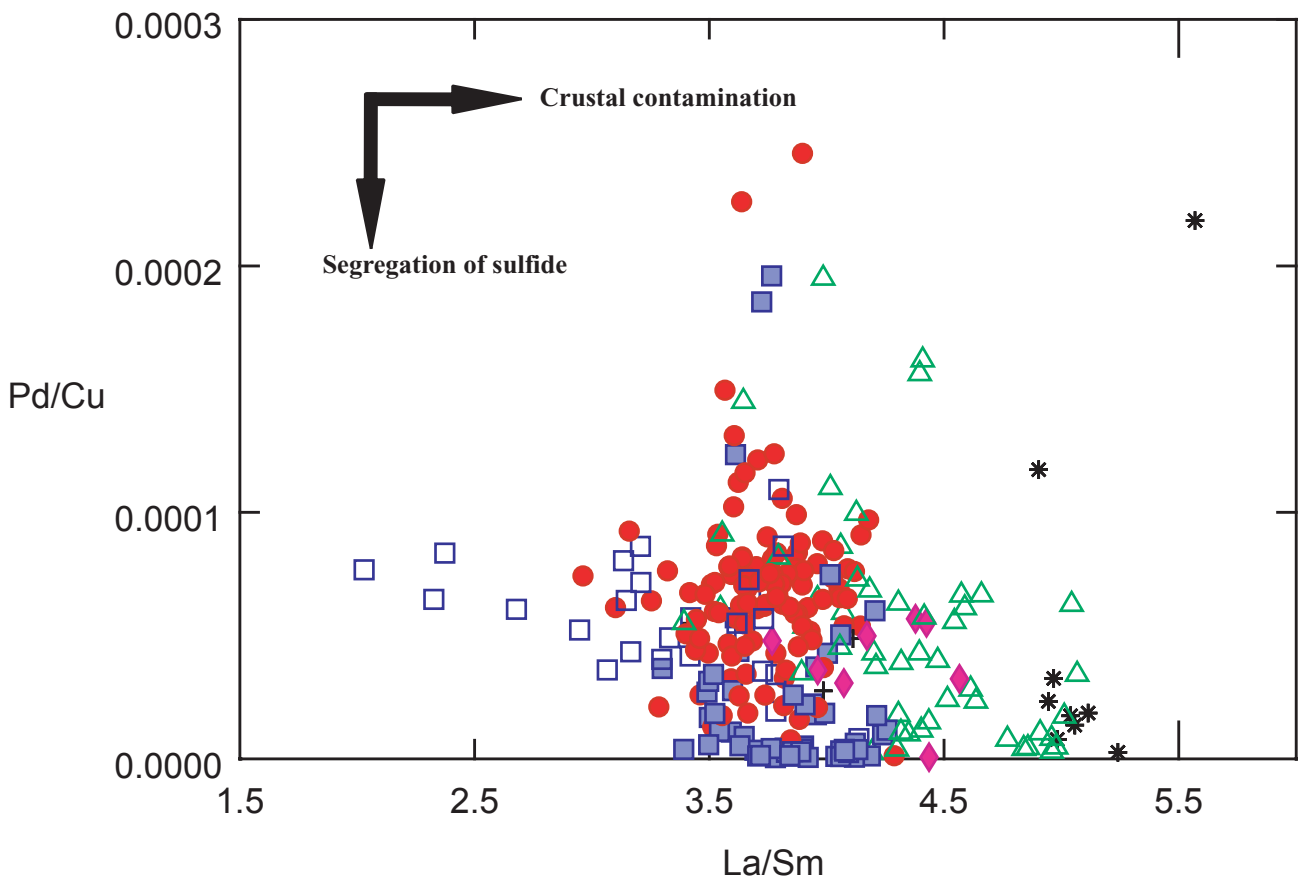


Fig.II-3-5-10 La/Sm - Pd/Cu diagram for lava samples

LEGEND

Classified	
△ Gramado	} Low-Ti type
□ Esmeralda	
● Paranapanema-Ribeira	} Intermediate-Ti type
□ Pitanga	
◆ Urubici	} High-Ti type
Unclassifiable	
* Acidic Rock	
+ Unclassifiable	

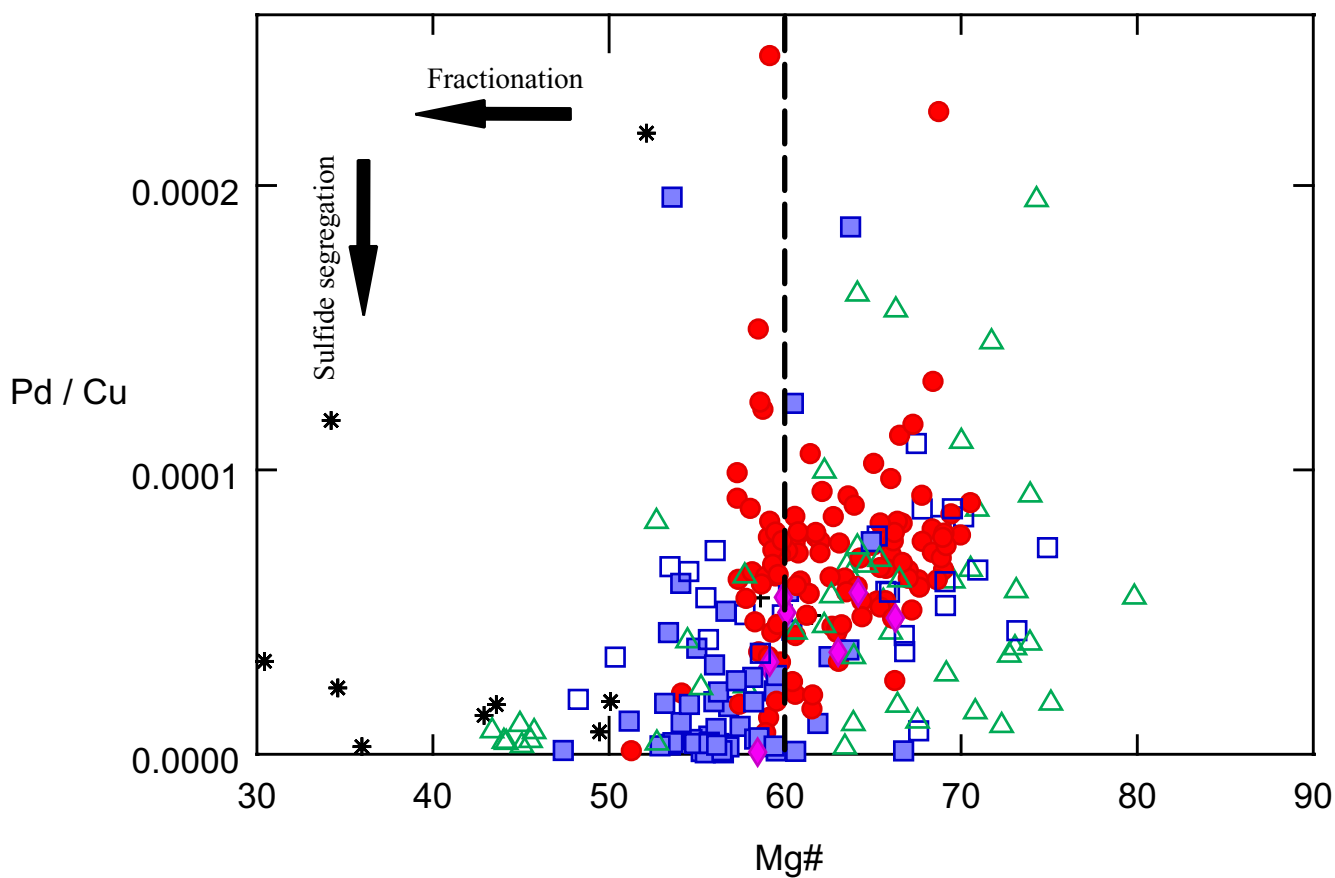


Fig.II-3-5-11 Mg# - Pd/Cu diagram for lava samples

Noril'sk 地域では大部分のマグマは玄武岩質であるが、鉍床を胚胎しているシルではピクライト質のマグマが存在しており、このようなシルでは、母岩を大規模に同化している現象が認められている。これに対して、パラナ洪水玄武岩類にはピクライト質のマグマはほとんど認められず、玄武岩類も Noril'sk 地域よりも分化した低温のものである。このことが不混和硫化物の大規模な分離を阻害している可能性も考えられる。

しかし、Pitanga に関して推定されたように、混染作用は認められなくとも単純な結晶分化作用の進行によって不混和硫化物の分離が起こった可能性も考えられる。マグマの分化とともに PGE が徐々に取り去られる様子は地下水ボーリング(PP-02 孔)の掘進長 240m~570m において、Paranapanema-Ribeira タイプの溶岩に認められた。このボーリングコアでは掘進長 570m から 240m にかけて Mg ナンバーが規則的に小さくなるのに対応して、Pt が 8.3ppb から 3ppb にほぼ規則的に減少しており、Pd についても同様の減少パターンがみられる (Fig. II-3-3-27)。このような硫黄に対する飽和メカニズムは、パラナ洪水玄武岩類と同じソレライト質マグマから形成されている東グリーンランドの Skaergaard 岩体(Anderson et al., 1998)や米国ミネソタ州の Sonju Lake 貫入岩体 (APPENDIX. 2 参照)で考えられているものである。

本調査で試料採取が可能であった貫入岩体 (シル) は Ponta Grossa Arch のシルを含めて全てベーズン縁辺域、すなわちマグマの活動中心からはずれた場所に存在するものである。シルの最大層厚は 200m 程度と全体的に硫化物に乏しい。マグマの組成は低温の玄武岩質で、PGE 含有量に富むものの Noril'sk のマグマに比べて低温である。このような岩体では母岩の同化作用は弱く、このことが微弱な硫化物鉍染しかみられない原因と考えられる。このような PGE に富んだ玄武岩質マグマから硫化物鉍床を生成するためには、Skaergaard 岩体のような大規模なマグマ溜まり中において、高い R 値の条件で硫化物の分離が起こることが必要である。パラナベーズンにおいて最も可能性の高いのは、Paranapanema-Ribeira、Pitanga タイプのマグマの噴出中心であると考えられる。

3-6 MINEROPAR による河川堆積物地化学異常の考察

3-6-1 MINEROPAR による沢砂地化学探査について

1994～1998 年の間、Paraná 州鉱山公社 (MINEROPAR) は IPARDES、IAPAER、EMATER および CPRM と共同で Paraná 州における多元素地化学探査予察プロジェクトを実施した。地化学探査は河川水および河川堆積物を対象に行われた。

調査範囲は約 170,000 km² で、Paraná 州の面積の 85% を占め、試料採取密度は 26km²/個から 238 km²/個、平均 225 km²/個、採取試料数は 696 個 (696 水系) であった。次に 40 水系に統合した混合試料を採取し、UNESCO/IUGS の世界基準である Global Geochemical Reference Network に準拠して分析を行った。

この結果、Paraná 州南西部において 40,000 km² におよぶパラナベーズンの洪水玄武岩活動に関連したとみられる河川堆積物中の Cu、Zn、Co、Ni、V、Ti、Cr、MgO、Pt、Pd の高異常と SiO₂、Ba、Be、Sn、W の低異常を見出した。すなわちパラナ州南西部の Capanema から Mambore に至る地域に NE-SW 系の方向性を有するクロム、ニッケル、銅、チタン、バナジウム、プラチナ、パラジウムから構成される成分の高異常帯を確認した (Fig.II-3-6-1)。これは塩基性～超塩基性岩の存在を示唆し、その中にプラチナやパラジウムのような PGE の濃集部が存在する可能性があるとの結論が導かれた。この地化学探査の結果をもとに、MINEROPAR は野外チェックを行い、玄武岩中にこれまで記載がない斑れい岩 16 箇所 (厚さ数 cm～80cm) を見出した。これらの斑れい岩には PGE 含有量が Pd: 46-48 ppb、Pt: 15-20 ppb と高い値を示すものも存在した。

3-6-2 地化学異常の要因

塩基性～超塩基性岩の存在を示す NE-SW 方向の地化学異常 (Fig.II-3-6-1) は、Milani (1997) による基盤中の NE-SW 方向の地塁と地溝の連続地形と一致している (Fig.II-3-6-2)。これに着目し、Licht (2000) は基盤の NE-SW 方向の構造と地化学異常の関係について考察した。

今回の調査によってパラナベーズン洪水玄武岩類の 6 タイプそれぞれの地化学的特徴が明らかになった。この中で Intermediate-Ti タイプに分類された Paranapanema-Ribeira は Cu、Pt、Pd 等に最も富むという特徴を有している。この Paranapanema-Ribeira は Fig.II-3-3-2 に示されるように Paraná 州の西部において NE-SW 方向に伸びて分布しており、その分布形態は MINEROPAR の地化学異常図 (Fig.II-3-6-1) と非常に良く一致している。また、Paranapanema-Ribeira を囲んで洪水玄武岩を覆う堆積岩、Pitanga タイプの溶岩といった Paranapanema-Ribeira に比べて Cu、Pt、Pd に乏しい岩石が分布している。

従って、塩基性～超塩基性岩の存在を示唆した MINEROPAR の地化学異常は周囲の岩石に比べてこれらの元素に富んでいる Paranapanema-Ribeira の分布そのものを示している可能性が強いと考えられる。また Paraná 州最南部から北に延びる弱い高異常域は、地質図との

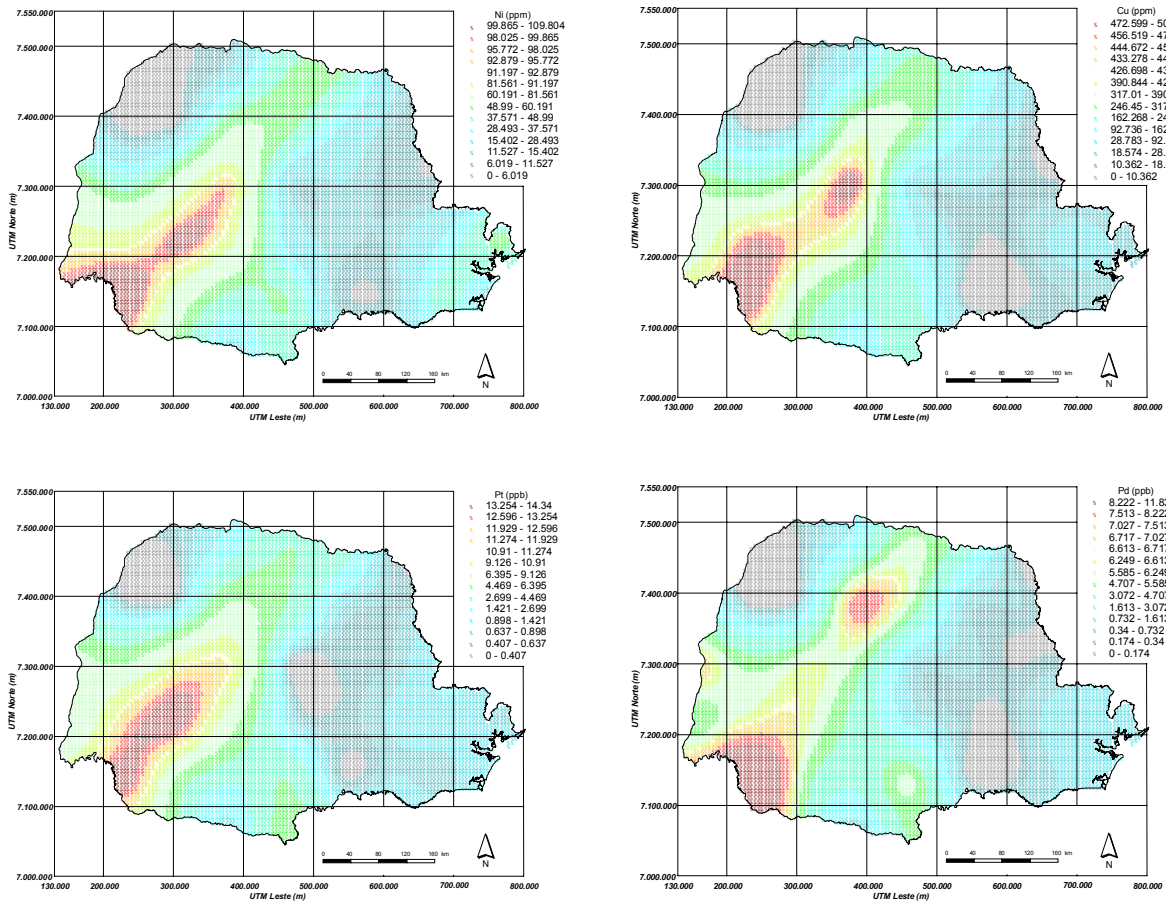


Fig.II-3-6-1 Stream sediment geochemical maps of Ni, Cu, Pt and Pd by MINEROPAR(Licht, 2000)

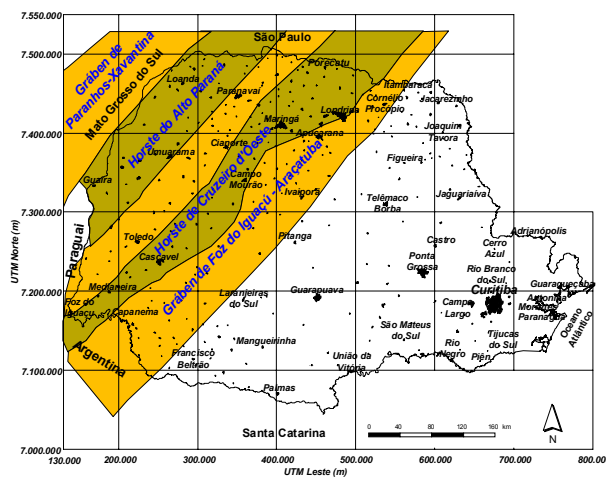


Fig.II-3-6-2 NE-SW trending horst and graben structure by Milani(1997) (Licht, 2000)

対比から堆積岩中分布域に張り出した低 Ti タイプの玄武岩（Gramado または Esmeralda）の分布を示している可能性が考えられる(Fig.II-3-3-2)。以上より MINEROPAR による沢砂地化学探査の結果は、表層地質を敏感に反映していると考えられる。しかし、MINEROPAR の地化学異常図にみられる異常帯中央部に向かってやや高異常を示すような傾向（Fig.II-3-6-1）は、岩石試料では明確に現れていない(Fig.II-3-3-15～Fig.II-3-3-18)。

Paranapanema-Ribeira の分布が基盤構造との関係に関しては、地塁と地溝の連続構造は引張応力による断裂系の存在を示唆するものであり、この構造が Paranapanema-Ribeira のフィーダーとして働いた可能性は考えられる。

3-7 洪水玄武岩類に含まれる金属鉱物について

パラナベーズン洪水玄武岩には、しばしば空隙中や割れ目に沿ってフレーク状の微量の自然銅が認められる。自然銅は、その形態的特徴から2次的鉱物と考えられるが、2001年及び2002年の2カ年にわたるサンプリング調査により、パラナベーズンの中央西側～南側に分布していることが明らかになった。Lava type で区分すると、中央西側では、Paranapanema で自然銅が認められることが多く、南側では、低 Ti タイプの Gramada, Esmeralda に認められることが多い (Fig. II-3-7-1)。

次に、硫化鉱物の分布についてであるが、溶岩中で肉眼的に硫化鉱物は稀であるが、sill や貫入岩体では黄鉄鉱等の硫化物が認められることが多い。特に、パラナベーズンの中央東側から南東側の貫入岩分布域で sill 等に、その存在が確認されている (Fig. II-3-7-1)。

さらに、研磨片を作成し、金属鉱物を同定したが、含まれる鉱物は、黄鉄鉱、砒鉄鉱、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱であった (Table II-3-7-1)。石基の隙間を充填して黄鉄鉱が鉱染したり、黄鉄鉱の集合体がスポット状に発達しており、黄鉄鉱には微量の黄銅鉱が伴われることが多い。但し、KN104 では石基の隙間を黄銅鉱が鉱染しているのが観察された (Fig. II-3-7-2)。

なお、黄鉄鉱の定量分析も実施したが、多くには砒素が含まれており(最高 1.29 wt%)、コバルトの含まれているものも数点あった(最高 0.32 wt%)。なお、KN104 の黄鉄鉱ではニッケルが 0.30wt%含まれていた (KN104 の試料の化学分析結果は、Cu 234ppm、Ni 30ppm、Pt 18.7ppb、Pd 134ppb、Au 41ppb で、プラチナ等で高い品位を示す ; Table II-3-7-2)。

Table II-3-7-1 Microscopic observation of polished section

Sample No.	Type	Minerals				
		Lo	Po	Cp	Py	Sp
SW01 553.15-.35m	sill			△	○	
SP17 731.00-.20m	sill	△		△	○	
SP17 735.45-.50m	mudstone			△	◎	△
SP02 580.15-.40m	sill			△	○	
FP02 586.15-35m	sill		○		○	
SP66 776.50-.70m	sill				○	
NF09 70.70-.90m	sill		○		◎	
KN104-1	sill			△	△	
KN104-2	sill			△	△	
KN104-3	sill			△	△	
KN104-4	sill		△	△	△	
KN104-5	sill		△	△	△	

Lo : Loellingite Po : Pyrrhotite Cp : Chalcopyrite Py : Pyrite Sp : Sphalerite

△ : rare ○ : minor ◎ : common ● : abundant

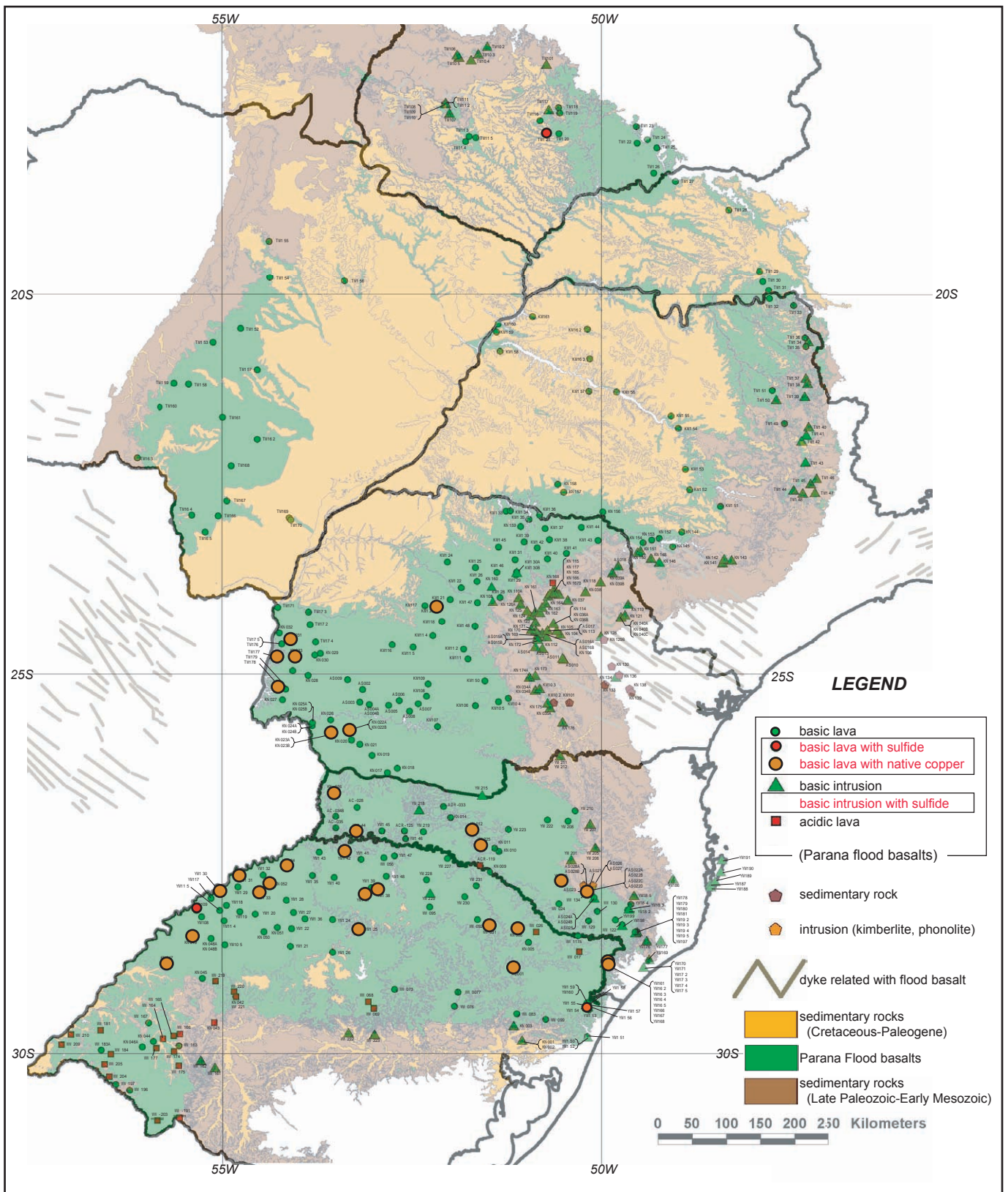


Fig. II-3-7-1 Distribution of the native copper in the Paraná basin flood basalts

SW01 553.15-.35m



Py : Pyrite Cp : Chalcopyrite 100 μm

FP02 586.15-35m



Py : Pyrite 100 μm

KN104-4



Po : Pyrrhotite Cp : Chalcopyrite 100 μm

SP17 731.00-.20m



Lo : Loellingite Py : Pyrite 100 μm

Fig. II-3-7-2 Microscopic image

Table II-3-7-2 Metal mineral analysis

Sample Mineral	SW01		SW01		SP17 731m		SP17 731m		SP17 731m		SP17 731m		SP17 731m		SP17 731m		SP17 731m		SP17 735m	
	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite
Cu (wt%)	0.16	0.07	0.01	0	0	0.02	0	0.02	0	0.02	0	0.02	0	0.02	0	0.02	0	0.02	0	0.05
Fe	46.9	46.71	46.97	46.9	28.81	29.05	28.81	29.05	46.94	46.94	46.96	46.96	46.96	46.96	46.96	46.96	46.96	46.96	46.96	46.12
As	0.11	0.16	0.65	0.12	72.48	72.51	72.48	72.51	0.31	0.31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.29
Bi	0	0.05	0	0.02	0	0	0	0	0	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.03
S	53.51	53.14	53.53	53.29	0.71	0.6	0.71	0.6	53.33	53.33	53.24	53.24	53.24	53.24	53.24	53.24	53.24	53.24	53.24	52.42
Se	0	0.05	0.07	0.02	0.02	0	0.02	0	0.03	0.03	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0
Co	0.04	0.04	0.05	0.07	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.32
Ni	0	0	0.01	0	0.04	0.02	0.04	0.02	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06
total	100.72	100.23	101.27	100.42	102.09	102.23	102.09	102.23	100.68	100.68	100.51	100.51	100.51	100.51	100.51	100.51	100.51	100.51	100.51	100.28

Sample Mineral	SP17 735m		SP02		SP02		FP02		FP02		SP66		SP66		NF09		NF09		KN104-4	
	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite	pyrite
Cu (wt%)	0	0.02	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.06
Fe	46.7	47.2	47.04	47.15	46.42	46.65	46.42	46.65	46.9	46.9	47.13	47.13	47.13	47.13	47.13	47.13	47.13	47.13	47.13	44.47
As	0	0.15	0.02	0.02	0	0	0	0	0.04	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bi	0	0	0.07	0	0.16	0.09	0.16	0.09	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.07
S	53.38	53.56	53.84	53.66	52.8	53.39	52.8	53.39	53.18	53.18	53.61	53.61	53.61	53.61	53.61	53.61	53.61	53.61	53.61	51.93
Se	0.04	0	0	0.02	0	0	0	0	0.03	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.04
Co	0.05	0.03	0.07	0.04	0.04	0.06	0.04	0.06	0.04	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.17
Ni	0	0	0.01	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.3
total	100.17	100.94	101.09	100.88	99.42	100.21	99.42	100.21	100.2	100.2	100.75	100.75	100.75	100.75	100.75	100.75	100.75	100.75	100.75	97.04