Y 932169

分类号_____ 密级_____

UDC _____

中 国 地 质 科 学 院
博 士 学 位 论 文

东南极普里兹带花岗岩类的年代学、地球化学及其构造意义

李淼

指导教师姓名 刘晓春研究员

专业名称 矿物学、岩石学、矿床学

论文答辩日期_____ 学位授予日期_____

答辩委员会主席_____ 评阅人_____

年 月 日

摘要

东南极普里兹带是近几年在南极大陆上识别出的一条重要的泛非期构造带，因其成因涉及到冈瓦纳超大陆在寒武纪的形成与演化问题，因此一直是国际地学界关注的焦点。目前对普里兹带的构造属性还存在很大争议，一些人认为是陆内造山，而大部分人认为是板块缝合带。本论文通过对东南极普里兹带（包括普里兹湾和格罗夫山）花岗岩类地球化学特征、年代学及岩石成因方面的研究，确定其岩浆源区、形成的构造环境，并进一步探讨东南极地盾普里兹带的构造属性及其在冈瓦纳古陆形成和演化中所起的作用。通过笔者对普里兹带花岗岩的研究，取得以下几点认识：

（1） 通过对花岗岩的锆石 U-Pb 定年，确定普里兹带花岗岩类的侵位年龄在550~490 Ma 之间(泛非期)。格罗夫山紫苏花岗岩的侵位最早(547Ma)，其次是紫苏花岗岩脉(533Ma)，然后是花岗岩(526~503Ma)和花岗岩脉(501Ma)，在时间上表现出连续演化的特点。普里兹湾拉斯曼丘陵的进步花岗岩和达尔克花岗岩晚于格罗夫山紫苏花岗岩(约 530~500 Ma)，穆如科尔山花岗岩和兰丁花岗岩侵位最晚(约 500Ma)。普里兹带花岗岩类的侵位年龄近似等于或晚于泛非期区域变质作用的年龄 60Ma，是泛非期强烈构造热事件的产物。东南极普里兹带花岗岩类岩石类型多样，包括紫苏花岗岩、二长闪长岩、二长岩、石英二长岩和花岗岩，构成一套准铝质一弱过铝质、橄榄玄粗岩岩石系列。这些花岗岩类侵位于不同的高级变质岩中，并发育后期面状的伟晶岩脉，局部地区发育晚期花岗岩岩墙。

（2） 利用电子探针分析确定出普里兹带花岗岩类暗色矿物的种属：角闪石属于钙质角闪石亚族中的铁绿钙闪石；黑云母以铁质黑云母为主，少数样品中黑云母为镁质黑云母和铁叶云母，表现出相对封闭、贫水环境下的壳幔混合型花岗岩的矿物特征。利用矿物的共生组合确定普里兹带花岗岩的岩浆侵位的温压条件：P=5~6.6kbar, T =774~832℃。岩体侵位时氧逸度较低，在−12.16~ −13.65 之间，略高于 FMQ(铁橄榄石+磁铁矿+石英)这一平衡反应的缓冲曲线。

（3） 在地球化学特征上，普里兹带花岗岩类具有较高的全碱含量、Fe*值，K_2O/Na_2O 和 Ga/Al 比值，以及较低的 Mg、Cr 和 Ni 丰度，表现出 A 型花岗岩的特点。拉斯曼丘陵的进步花岗岩并非是 S 型花岗岩，而是一种特殊的铝质 A 型花岗岩，由于经过强烈的分异演化和同化混染了泥质岩围岩而富含石榴石等富铝矿物。在微量元素标准化蛛网图中，富集大离子亲石元素和稀土元素，不同程度亏损 Sr、Nb-Ta、P 和 Ti，显示出与俯冲作用

有关的岩浆特点。在多个构造判别图解上，大部分普里兹带花岗岩类落在同一后碰撞的花岗岩区域，还有些落在板内花岗岩的区域。

（4） 普里兹带花岗岩类的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值高，变化范围较大(0.7075~0.7246)；$\varepsilon_{Nd}(t)$值低，变化范围在-13.37~-9.17 之间。Nd 同位素模式年龄在 2.0~2.3Ga 之间，可能与早元古代古老地壳物质的再循环有关。同位素分析结果结合地球化学特征表明，普里兹带花岗岩类岩浆源区来自富集地幔，可能受到壳源物质不同程度的混染。拉斯曼丘陵地区花岗岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值变化范围较大，可能反映原岩 Sr 同位素组成的不均一，而 Nd 同位素模式年龄与该区片麻岩的 Nd 同位素模式年龄趋于一致，表明花岗岩在成因上可能与该区片麻岩相联系。

（5） 普里兹带花岗岩类应形成于同一后碰撞构造环境下向板内环境过渡的转折期，这时原来被加厚的地壳发生伸展、减薄，先前含金云母和钾质角闪石的富集岩石圈地幔部分熔融底侵于下地壳，这些物质在下地壳又发生减压熔融形成一系列的 A 型同一后碰撞花岗岩。后碰撞花岗岩的形成预示着造山活动趋于尾声和新一轮的威尔逊旋回的开始。

（6） 普里兹带 A 型同一后碰撞花岗岩的确定支持普里兹带为碰撞造山带的构造属性，进一步说明东南极本身是由不同的前泛非期微陆块拼接形成的。在泛非期之前东南极乃至东冈瓦纳地盾并不是统一的陆块。

关键词：东南极；普里兹带；泛非期；后碰撞花岗岩类

Abstract

The Prydz Belt is one of the most important Pan-African mobile belts within the East Antarctic Shield. The belt provoked great interest to many geologists in recent years because it was related to the formation and evolution of the Gondwana suppercontinent during the Cambrian. However, at present the tectonic attribute of the Prydz Belt remain highly debated. Some argued for an intraplate orogen, whereas others argued for a suture. In this paper, Geochronology, geochemistry and petrogenesis of granitoids from the Prydz Belt have been investigated and their tectonic significance and behavior during the assembly of Gondwana suppercontinent have been discussed. The main conclusions from the thesis are as follows.

1. SHRIMP U-Pb zircon analyses reveal that granitoids from the Prydz Belt in East Antarctica were intruded from 550 Ma to 490 Ma, immediately to about 60 Ma after the metamorphic peak. In the Grove Mountains, charnockite, charnockite dykes, granite and granite dykes were dated at 547 Ma, 533 Ma, 526~503 Ma and 501 Ma, respectively. In the Prydz Bay area, the Progress granite and the Dalkoy granite were dated at 530~500Ma, whereas the emplacement ages of the Landing granite and the Munro Kerr Mountains granite are as young as 500Ma. These diverse granitoids from charnockite, monzonite, quartz-monzonite to granite constitute a metaluminous to weakly peraluminous granitic serious. They also show the same chemical characteristics as the shoshonitic suits.

2. The results of representative minerals by electron microprobe analyses suggest that orthopyroxene is ferrohypersthene in charnockites, and eulite in charnockites dykes, whereas amphibole is ferropargasite, and biotite is annite (expect for a few Mg-rich biotite) in all granitoids. The mineralogical characteristics indicate an affinity of crust-mantle mixed granites in a relatively H_2O-poor and reduced environment. P-T calculations suggest that granitoids from the Prydz Belt were emplaced at 5~6.6kbar and 774~832℃. Using the equation given by Wones (1989), oxygen fugacities are estimated to be -12.16 to -13.65, which are slightly above the QFM (quartz-fayalite-magnetite) buffer.

3. Granitoids from the Prydz Belt are geochemically characterized by having high $K_2O + Na_2O$ contents, K_2O/Na_2O and Ga/Al ratios and Fe* values, and low MgO, Cr, Ni contents, in agreement with A-type granites. The Progress granite in the Larsemann Hills should be defined as aluminous A-type granite, rather than S-type

granite as considered by formers. This granite may have undergone extremely fractionation and contamination by the country pelites. In the primitive-mantle-normalized trace elements diagrams, all the granitoids show LILE and HREE enriched patterns with variably trough at Sr, Nb-Ta, Ti and P, a distinctive feature of subduction-related magmas. In a few tectonic diagrams, most granitoids plot the field of within-plate granites, and some belong to the syn- and post-collision granites.

4. Isotopically, granitoids from the Prydz Belt display very low initial Nd isotope compositions and high initial Sr isotope compositions. The initial Nd values vary over a narrow range of -13.37~ -9.17, while the initial Sr values vary considerably from 0.7075 to 0.7246. Nd-depleted mantle model ages of 2.0~2.3Ga imply their derivation from old palaeoproterozoic crustal sources. Petrographical, geochemical and isotopic evidence indicate that granitoids from the Prydz Belt were generated from a phlogopite-bearing subcontinental enriched lithospheric mantle. Granitoids in the Larsemann Hills have variable initial Sr values, probably implying an inhomogeneity of Sr isotope composition in the source. On the other hand, these granitoids have Nd-depleted mantle model ages same as those of paragneisses, suggesting a close genetic link between them.

5. Both magmatism and high-grade metamorphism in the Prydz Belt are probably related to the continental collision, including lithospheric thinning, magmatic underplating and crustal relaxation. The granitoids were derived by partial melting of the underplating materials of mantle magmas from enriched subduction-modified lithosphere, accompanying by the contamination of crustal components. The Landing granite and Murro Kerr granite may the final represent welding of different terranes and therefore sign the end of the post-collisional orogenic episode in the whole Pan-African belt and the beginning of a next Wilson cycle.

6. Syn- and post-collisional A-type granitoids from the Prydz Belt support the idea that Prydz Belt represents a collisional orogen and the East Antarctic Shield itself was finally amalgamated by different terranes during the Pan-African period. Accordingly, East Antarctic Shield as well as East Gondwana were not a united continental blocks before the Pan-African time.

Key words: East Antarctica; Prydz Belt; Pan-African time; post-collisional granitoids

原 创 性 声 明

本人声明所呈交的论文是我个人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。尽我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得中国地质科学院或其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示了谢意。

签 名：李翔 日 期：2006.6.

前言

一、问题提出

已有的地质资料表明，冈瓦纳超大陆是在新元古代末至古生代初由统一的东冈瓦纳和西冈瓦纳两个大陆块体经过泛非造山运动(Pan-African Ogogeny)联合组成的超级大陆。在冈瓦纳的形成过程中，莫桑比克带(也称东非造山带)是介于东、西冈瓦纳之间的一条重要的缝合带，该带波及东非、马达加斯加、印度南部、斯里兰卡和东南极，经吕措－霍尔姆湾(Lutzow-Holm Bay)与毛德皇后地(Dronning Maud Land)相连，并以中低压麻粒岩相变质作用为标志，形成时代介于600~550Ma之间(陆松年, 2001)，其中东南极地盾在古冈瓦纳超大陆中处于核心地位，对于冈瓦纳超大陆的恢复和重建起着极其重要的作用。

传统上地学界一致认为东南极地盾是由太古宙陆核于中－新元古代格林维尔期聚合焊接而成的，而早古生代的泛非运动仅表现为局部岩浆活动及浅变质作用(Sheraton et al., 1984; Grew et al., 1986; Black et al., 1987; Stüwe et al., 1989; Tingey, 1991; Moores, 1991; Fitzsimons et al., 1991; Kinny et al., 1993)。1992年我国地质学家对普里兹湾(Prydz Bay)拉斯曼丘陵(Larsemann Hills)地区的研究发现泛非构造热事件并首次提出泛非事件是促使冈瓦纳最终拼合的构造运动(Zhao et al., 1992, 1995)，在地学界产生了极大的反响。随后，在东南极其它地区包括毛德皇后地、吕措－霍尔姆湾和登曼冰川(Denman Glacier)等地也陆续发现一系列泛非构造热事件(Black et al., 1992; Shiraishi et al., 1992; Jacobs et al., 1998)。所以国际上对东南极的研究也逐渐集中到泛非构造热事件的性质和构造含义上。目前对于这些泛非构造带的构造属性及其在东南极地盾形成过程中所起的作用，还存在不同看法。Fitzsimons (2000a,b)提出东南极地块不是稳定陆块，而是由三个年龄不同的格林维尔期陆块(Maud, Rayner, Wilkes)在泛非期通过两个缝合带(吕措－霍尔姆带和普里兹带)拼合在一起的。Zhao et al. (2000)则认为东南极地盾是在泛非期由完全不同的碎块重新组合拼接而成，并认为普里兹湾－拉斯曼丘陵泛非构造带应向南深入东南极内陆连接格罗夫山(Grove Mountains)。Boger et al. (2001)也提出普里兹湾－拉斯曼丘陵泛非构造带的确向南深入到东南极内陆连接南查尔斯王子山(southern Prince Charles Mountains)，将格林维尔期以来始终完整的东南极地盾至少分为两部分。东南极泛非期构造带到底是如何展布的？与格林维尔构造带有着怎样的承接关系？作为近几年新确定出的泛非期普里兹带的构造属性问题，成为研究整个东南极泛非期构造带的关键。

东南极普里兹带做为最近几年在南极研究中识别出的一条重要的泛非期构造带，对其性质的确认有助于进一步认识冈瓦纳超大陆在新元古代－寒武纪的形成与演化。但是由于东南极相邻各块体大部分被南极冰盖覆盖，为确定普里兹湾周边有关新元古代－寒武纪的变质变形事件的构造背景进而重建冈瓦纳超大陆带来很大困难。目前国际地学界多数认为东南极泛非普里兹带是冈瓦纳超大陆上继莫桑比克缝合带之后的又一条重要构造带，但是对于该构造带的性质还存在不同的认识，一部分人认为它是板内造山带(如 Wilson et al., 1997; Yoshida et al., 2003)，而另一部分人认为它是两个板块之间的碰撞造山带(如 Fitzisimons, 2000a; Boger et

al., 2001; 刘小汉等, 2002; Zhao et al., 2003)。

普里兹带(包括普里兹湾和格罗夫山地区)发育大量同一后构造花岗岩类，岩石类型多样，包括二长岩、石英二长岩、花岗岩和紫苏花岗岩。这些花岗岩类侵位于不同的高级变质岩中，并发育后期面状的伟晶岩脉，局部地区发育晚期花岗岩岩墙。这些花岗岩的存在使得进一步研究普里兹造山带的形成和演化成为可能。各花岗岩之间是否有时空演化关系？它们是否为同源岩浆演化的产物？反映了怎样的构造背景？在造山带演化过程中起到了什么样的作用？本文将通过对东南极普里兹带泛非期花岗岩类地球化学特征、年代学及岩石成因方面的研究，确定其成因类型、形成的构造环境，并进一步探讨东南极地盾普里兹带的构造属性及其在冈瓦纳古陆形成和演化中所起的作用。

二、研究现状

自从泛非构造热事件在普里兹湾地区被识别出来以后，国内外众多地质学家在该区开展了多学科综合研究。已有的关于普里兹湾各块体聚合的研究中，主要集中在地质年代学、构造和变质作用的特征方面，主要包括：普里兹带两侧为前泛非期不同性质的岩石圈单元(刘小汉等, 2002)；普里兹湾地区在泛非期遭受了强烈的构造一热事件的影响并经历了早期中一下地壳挤压逆冲和晚期中一上地壳伸展垮塌的构造演化历史(Carson et al., 1995)；区域麻粒岩均表现为近等热减压的顺时针 P-T 演化轨迹(Dirks et al., 1995a)；普里兹湾地区被看作是在总的东西向挤压构造体制下地壳增厚，后期南北向上地壳伸展垮塌的剥蚀模式(Fitzsimons, 1997)。这些特征均暗示了普里兹带极有可能是板间碰撞拼合的缝合带。但是迄今为止尚未发现蛇绿岩套、岛弧增生杂岩或高压变质岩等直接指相标志。

前人对普里兹带花岗岩做了一些年代学方面的研究工作，例如兰丁花岗岩(Landing granite)具有 493 ± 17Ma 的 Rb-Sr 全岩年龄和 500 ± 4Ma 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄(Tingey et al., 1981; Kinny et al., 1993)。Zhao et al. (1992)报道了拉斯曼丘陵进步花岗岩(Progress granite)锆石 ^{207}Pb-^{206}Pb 蒸发年龄为 547 ± 9 Ma，并首次提出泛非事件是继格林维尔事件之后的又一次重要的热事件。Carson et al. (1996)利用 SHRIMP 的 U-Pb 同位素定年测得进步花岗岩侵位年龄为 516.2 ± 6.8Ma 和 514.3 ± 6.7Ma，该侵位时期与 D_2 转换挤压的变形时期一致，进一步确认了泛非事件在普里兹湾地区的重要意义。达尔克花岗(Dalkoy granite)的年龄还存在争议，Zhao et al. (2003)得出锆石 SHRIMP 的 U-Pb 年龄为 543 ± 6 Ma，而王彦斌(博士论文, 2002)得出的锆石 SHRIMP 的 U-Pb 年龄为 501 ± 11 Ma，并限定了泛非期岩浆活动的最晚年代。所有这些年代学数据都说明了普里兹带在泛非期发生了与区域变质作用相对应的强烈的岩浆活动。

在岩石学和地球化学特征方面，Sheraton et al. (1984; 1988)认为兰丁花岗岩表现出 A 型花岗岩的特征，可能是贫水条件下麻粒岩相正片麻岩部分熔融形成的。Stüwe et al. (1989)认为拉斯曼丘陵的进步花岗岩属于同构造 S 型花岗岩，而达尔克花岗岩与兰丁花岗岩相似，属于 A 型花岗岩。在阿曼达湾(Amanda Bay)也出露同一后构造花岗岩(Fitzsimons et al., 1991)。Zhao et al. (2003)认为拉斯曼丘陵进步花岗岩属于同构造 S 型花岗岩，兰丁和达尔克花岗岩属于后构造花岗岩，具有 I 型花岗岩的特征。此外，在格罗夫山的哈丁山(Mount Harding)，戴维岛峰(Davey Nunataks)，阵风悬崖(Gale Escarpment)等地也发现同一后构造期

的花岗岩和紫苏花岗岩(Liu et al., 2002)。

对普里兹带花岗岩类的年代学研究虽已确定其为泛非期岩浆活动的产物，但是有的岩体年代结果差别较大(如达尔克花岗岩)，整体上尚缺乏系统的岩石学、地球化学方面的研究，也就不能对其源区、形成演化过程及侵位的物理化学条件等做更深层次的讨论。

三、研究方法和研究目的

造山带中通常分布不同类型的花岗岩，花岗岩与造山作用发展进程密切联系。按照造山作用发展的不同阶段可将花岗岩划分为同造山、晚造山和后造山花岗岩，并对应不同的构造岩浆组合。不同构造背景下形成的花岗岩在矿物组合、结构构造、岩石类型以及地球化学特征等方面也各不相同。地球化学是探讨岩浆物质来源的有效的示踪剂，也是研究岩浆形成、运移过程的重要手段。利用花岗岩地球化学特征结合同位素定年方法可以反演岩浆的源区，岩体形成的构造环境及侵位的年代，为造山带的形成和演化过程提供依据。

本文通过对东南极普里兹带(包括普里兹湾和格罗夫山)泛非期花岗岩的岩石学、矿物学和地球化学方面的研究，确定普里兹带各花岗岩体的成因类型、侵位的物理化学条件和形成的构造环境，并对一些未知年代和有年代学争议的花岗岩岩体进行同位素定年，进一步探讨东南极地盾普里兹带的构造属性及其在冈瓦纳古陆形成和演化中所起的作用。

四、完成工作量

在我国第15次和21次南极考察队野外地质考察的基础上，笔者选取了120个具有代表性样品进行薄片磨制及镜下鉴定，利用电子探针对所含辉石、角闪石、黑云母和长石等矿物进行了化学成分分析；对26个全岩样品利用VG－354固体同位素质谱计做了系统的Rb-Sr、Sm-Nd同位素分析测试；使用X荧光光谱仪进行常量元素分析；使用电感耦合等离子质谱仪进行微量元素和稀土元素分析；并利用不同方法对花岗岩进行锆石的U-Pb同位素定年。论文的主要工作量具体如表0-1所示。

表0-1 论文完成的主要工作量一览表

Table 0-1 Work load of this thesis

项目	数量	完成单位	实验方法/仪器
薄片观察与鉴定	120	中国地质科学院地质力学研究所	显微镜
矿物成分分析	60	中国地质科学院矿产资源研究所	电子探针
主量元素分析	28	国家地质实验测试中心	XRF
微量元素分析	11	西北大学大陆动力学实验室	ICP-MS
	17	国家地质实验测试中心	ICP-MS
同位素分析	28	中国科学院地质与地球物理研究所	VG354质谱仪
锆石定年	3	天津地质矿产研究所	TIMS
	1	北京离子探针中心	SHRIMP
	3	西北大学大陆动力学实验室	LA-ICP-MS

第一章　区域地质

第一节 南极洲区域地质概况

一、南极洲地质概况

南极洲大致以南极点为中心，整个大陆都处于南纬 60°以南，面积大约 $1400\times10^4 km^2$，占地球面积的十分之一，其中 98%常年被冰雪覆盖，冰盖的平均厚度为 2000~2500 米，最厚的地方可达 4800 米。

从整体上的构造格局看，南极大陆可以分为东南极地盾和属于环太平洋活动带的西南极褶皱系以及介于二者之间的罗斯造山带三大基本构造单元(图 1-1)。

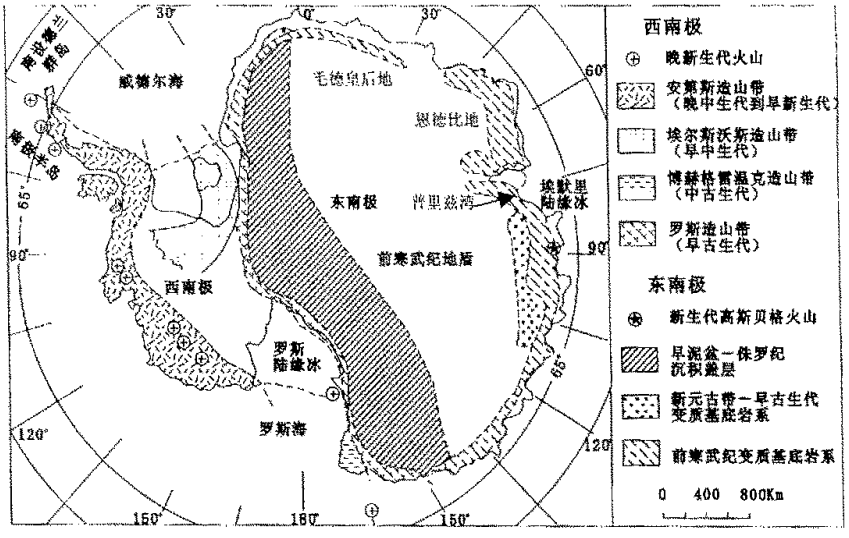


图 1-1　南极大地构造单元划分示意图(据位梦华，1986)

Fig. 1-1　Simplified geological map of Antarctica

东南极地盾是南极大陆最大的构造单元，是典型的前寒武纪地盾，绝大部分都为冰川所覆盖，岩石出露面积很少，主要分布在沿海地区。其基底岩层由前寒武纪—早古生代中、高级角闪岩相及麻粒岩相片麻岩等中高级变质岩组成，上覆晚古生带—早中生代近水平的沉积盖层。东南极的太古代地层主要发育于恩德比地(Enderby Land)，以内皮尔(Napier)杂岩为代表(陈廷愚等, 1995)。在普里兹湾地区赖于尔群岛(Rauer Islands)和西福尔丘陵(Vestfold Hills)地区出露太古代正片麻岩。在南查尔斯王子山还发育广阔的太古代绿岩带。东南极的元古界地层分布很广。此外东南极地盾还发育有基性—酸性侵入岩，特别是紫苏花岗岩。

罗斯造山带，即横贯南极山脉早古生代造山带，其大地构造特征具有过渡性质，基底与东南极地盾相似，盖层的发育则与西南极有关。基底岩系为下伏的元古宙或晚前寒武纪—早古生代变质基底岩系，上覆产状极为平缓的中晚古生代泥盆—三叠系沉积岩组成的冈瓦那岩

系，二者呈构造不整合关系。泥盆－三叠系地层的下部以泥盆系泰勒(Taylor)群为代表，为一套浅海－滨海相至陆相的砂岩、粉砂岩及石英岩；中部为石炭纪末至二叠纪初的冰碛岩；上部以维多利亚群为代表，主体是含舌羊齿的煤系地层。此外，罗斯造山带还发育晚元古代、早古生代中酸性侵入岩，早、中侏罗世基性玄武岩。该基性玄武岩标志着冈瓦纳古陆的解体。在上新世－更新世发育一层冰碛层，并有大量碱性玄武岩喷发，如罗斯岛上的埃尔伯斯(Erbus)火山等(陈廷愚等, 1995)。

西南极褶皱系主要为中、新生代造山带，包括南极半岛、玛丽伯德地和威德尔海西海岸，其地质历史复杂，其中南极半岛一带发育有典型的沟－弧－盆体系。整个西南极沉积岩和火山岩系列分布很广，大部分岩层都经历了强烈的褶皱和变质作用，部分地区出露中－晚元古代及古生代变质岩系和沉积岩系。西南极具有环太平洋活动带的典型构造特征，如中生带到新生代极为广泛的岩浆活动和强烈的造山运动等。

二、南极洲的岩浆作用

岩浆作用贯穿了南极地质演化的各个历史时期，总的来说自东向西逐渐变新。

东南极的岩浆作用的时代主要是在前寒武纪和早古生代。太古代岩浆作用见于恩德比地、查尔斯王子山(主要为英云闪长岩)、西毛德皇后地和西福尔丘陵(酸性侵入岩)。元古代的岩浆作用发育广泛而强烈，从超基性岩－酸性岩都有。其中酸性岩浆作用主要发育于西毛德皇后地和恩德比地，年龄在 1100-1000Ma 之间，同时伴有大量紫苏花岗岩发育，基性岩浆作用主要在西毛德皇后地。早古生代的岩浆岩以花岗岩为主，有少量正长岩，主要分布在西毛德皇后地和普里兹湾地区，年龄多在 5 亿年左右。中生代岩浆作用活动微弱，主要为西毛德皇后地的侏罗纪－白垩纪的碱性岩。新生代岩浆作用的唯一代表是高斯山的晚更新世火山作用，岩性为白榴岩(陈廷愚等, 1994)。

横贯南极山脉除有少量元古代花岗岩、花岗闪长岩和新生代花岗岩外，主要发育古生代花岗岩和侏罗纪玄武岩。古生代花岗岩以 Granite Habour 岩体和 Admiralty 岩体为代表，该岩体主要由花岗岩、花岗闪长岩和英云闪长岩组成。在中生代广泛发育侏罗纪基性玄武岩，以 Dufek 岩体、Ferrar 粒玄岩岩床和 Kirkpatrick 玄武岩为代表。

西南极最老的花岗岩是哈格冰原岛峰的元古代花岗岩。古生代花岗岩分布于南极半岛北端及玛丽伯德地及瑟斯顿岛，岩性为花岗岩和花岗闪长岩。中、新生代岩浆活动广泛而强烈，三叠－侏罗纪的岩浆岩主要为花岗岩和闪长岩。从晚白垩世开始至老第三纪，西南极的火山作用移到了南设德兰群岛、亚历山大岛及瑟斯顿岛一线，岩性以基性和中基性为主。从老第三纪开始，西南极的岩浆活动逐渐减弱，但新第三纪至第四纪的碱性玄武岩喷发则极为广泛(陈廷愚等, 1994)。

第二节 东南极普里兹带区域地质特征

普里兹带是近年来在东南极地盾新确定出来的泛非期构造带，其出露范围主要包括普里兹湾地区、埃默里冰架东缘、格罗夫山和南查尔斯王子山的莫森陡崖(Mawson Escarpment)。普里兹湾地区由东北向西南依次为太古代西福尔丘陵地块、太古代－元古代赖于尔群岛拼合

杂岩、普里兹湾－埃默里冰架东缘(eastern Amery Ice Shelf)－格罗夫山地区的中元古－古生代变质杂岩、北查尔斯王子山(northern Prince Charles Mountains)的中－新元古代地体和南查尔斯王子山的太古代地体(图 1-2)。

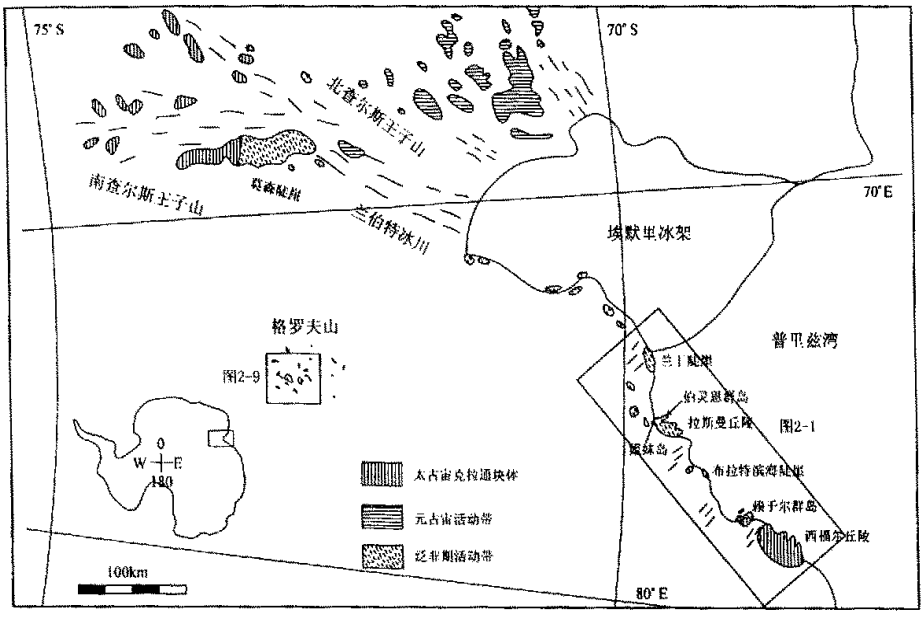


图 1-2　东南极普里兹带区域地质图

Fig.1-2　Geological sketch map of the Prydz Belt in East Antarctica

一、西福尔丘陵

西福尔丘陵是普里兹湾地区出露最大的连续地块，该区在太古代末(2500Ma)经历了麻粒岩相高级变质作用并快速形成稳定块体(Black et al., 1991)，其后在早－中元古代经历了挤压与拉张交替进行的地质演化历史，形成大量脆性－韧性剪切变形，并伴随有多期基性岩墙群的侵入(Lanyon et al., 1993; Seitz, 1994; Dirks et al., 1994)。该地区还发现有泛非期 600~500Ma 的 Rb-Sr 云母年龄(Collerson et al., 1986)。

二、赖于尔群岛

赖于尔群岛东南部主要出露太古代复合正片麻岩，西部为中元古代花岗质正片麻岩和新元古代变沉积岩及正片麻岩(Kinny et al., 1993; Harley et al., 1998)。赖于尔群岛在中－新元古代格林维尔期(约 1000Ma)曾被认为发生达麻粒岩相的变质作用(Kinny et al., 1993; Sims et al., 1994)，但是通过 SHRIMP U-Pb 分析获得大量伟晶岩、细晶岩脉、英云闪长质片麻岩和铁质闪长岩的年龄为泛非期(Kinny et al., 1993; Harley et al., 1998)，说明泛非事件对赖于尔群岛产生了巨大影响。最近对副片麻岩中独居石的原位化学定年也获得 511Ma 的精确数据(Kelsey et al., 2003a)，进一步证明该区在泛非期经历了高级变质作用。赖于尔群岛泛非期区域上的变质条件在东南为 0.7~0.85GPa、840 ± 40℃，西北为 0.5~0.77 GPa、840 ± 40℃，随后发生

近等温减压至 0.2~0.4GPa 的变质演化(Harley, 1987; 1988; 1991)。在赖于尔群岛的 Mather 半岛还发现有超高温变质作用，峰期变质作用的温压条件达 0.95~1.2GPa、950~1050℃，该变质作用被后期 P>0.7 GPa ,T>800~850℃的变质作用叠加(Harley et al., 1991; Harley, 1998; Kelsey et al., 2003b)。目前对这一超高温变质作用的年代还不清楚，但大部分人认为是格林维尔期的变质事件。

三、普里兹湾沿岸－埃默里冰架东缘

普里兹湾到埃默里冰架东缘地区主要由中－新元古代片麻岩组成。正片麻岩作为基底受到 1000Ma 的岩浆侵入及可能的变质作用的影响。基底之上为副片麻岩盖层系列，由基底岩石的剥蚀沉积形成。普里兹湾拉斯曼丘陵高级变质副片麻岩中散布有基性、超基性岩透镜体，并产出特殊的高铝、铁、镁片麻岩，即蓝色片麻岩(Stüwe et al., 1989)或堇青石－尖晶石片麻岩(Dirks et al., 1993)，高级变质岩局部被泛非期同一后构造进步花岗岩侵入。此外，兰丁陡崖和阿曼达湾也出露同一后构造花岗岩(Tingey, 1991; Zhao et al., 1992; Zhao et al., 2003)。

对普里兹湾沿岸包括姐妹岛(Sostrene Island)、伯灵恩群岛(Bolingen Islands)、布拉特滨海陡崖(Brattstrand Bluffs)和拉斯曼丘陵的变质岩进行的石榴石 Sm-Nd 全岩同位素定年结果表明，影响该地区的主要变质期为 515~490Ma 的泛非期，但存在 990Ma 的早期变质事件残留(Hensen et al., 1995)。利用单颗粒锆石逐级蒸发的方法获得拉斯曼丘陵进步花岗岩的侵位年龄为 547 ± 9Ma，早期部分熔融体为 556 ± 7Ma (Zhao et al., 1992)。由 SHRIMP U-Pb 分析对进步花岗岩的进一步检验结果分别为 516.2 ± 6.8Ma 和 514.3 ± 6.7Ma (Carson et al., 1996)。兰丁花岗岩具有 493 ± 17Ma 的 Rb-Sr 全岩年龄和 500 ± 4Ma 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄(Tingey et al., 1991; Kinny et al., 1993)。在布拉特滨海陡崖的淡色片麻岩获得了 535 ± 13Ma 和 536 ± 35Ma 的 SHRIMP 锆石和独居石 U-Pb 年龄 (Fitzsimons et al., 1997)。这些数据说明普里兹湾地区在泛非期遭受了强烈的构造－热事件的影响。

拉斯曼丘陵与伯灵恩群岛主要受到两期(D_2 和 D_3)变形作用的改造，其东北部的布拉特滨海陡崖则以 D_3 变形为主(Dirks et al., 1995a)。拉斯曼丘陵早期 D_2 变形形成于挤压构造期，显示出非共轴变形并不均匀分布在强和弱变形带中。强和弱变形带均以片麻岩面理中向东倾伏的矿物拉伸线理为特征。强变形带的动力学指向为南东东－北西西转换挤压方向。在整体挤压构造体制下发生广泛的混合岩化和部分同构造花岗岩及伟晶岩的侵入。局部发育大量 D_3 强变形带叠加于 D_2 变形中，具有西南倾向的矿物拉伸线理，显示伸展的运动学特征。随后的 D_4 变形表现为角闪岩相右旋拉伸糜棱岩带，糜棱岩带中发育面状伟晶岩，代表了 D_3 拉伸变形活动的减弱(Carson et al., 1995; 1996; 1997)。类似的具有剪切边缘的伟晶岩在伯灵恩群岛、布拉特滨海陡崖和赖于尔群岛均有报道(Dirks et al., 1995a; Fitzsimons et al., 1991; Sims et al., 1994)。含石榴石－斜方辉石的英云闪长质片麻岩显示早期 D_2 变形，变质峰期温压条件为 0.7GPa、780℃，随后减压冷却到 0.45GPa、700℃ (Stüwe et al., 1989)。早古生代 D_3 变形的峰期变质条件为 0.45GPa、750℃，随后发生近等温减压冷却到 0.3GPa。伯灵恩群岛和布拉特滨海陡崖也都有与拉斯曼丘陵相似的温压演化轨迹(Thost et al., 1994; Dirks et al., 1995b; Fitzsimons, 1996)。

普里兹湾地区变质岩总体上具有早期的中下地壳挤压变形结构和随后的中上地壳拉伸

变形结构以及相应的减压冷却结构，区域麻粒岩均表现为近等热减压的顺时针 P-T 演化轨迹，可看作是在总的东西向挤压构造体制下地壳增厚，后期南北向上地壳伸展垮塌的剥蚀模式(Carson et al., 1995; Dirks et al., 1995a; Fitzsimons, 1997)。

四、格罗夫山

格罗夫山位于普里兹湾以南约 400 km，其主体为经历了泛非期麻粒岩相变质作用的正片麻岩，包含少量副变质沉积岩、钙质硅酸岩和镁铁质麻粒岩。该区发育大量的泛非期紫苏花岗岩和大致顺片麻理侵入的粗粒花岗岩，并有后期细粒花岗岩脉的侵入(刘小汉, 2002; Liu et al., 2002)。格罗夫山整体显示出较平缓的区域性片麻理，仅局部地段见有强烈韧性变形带。麻粒岩和片麻岩中的片麻理普遍清晰可见，但花岗岩体中的片麻理相对比较微弱(刘小汉等, 2002)。

对格罗夫山代表性的花岗质片麻岩、二长花岗岩和花岗闪长岩进行了锆石 U-Pb 同位素测年，结果显示麻粒岩相峰期变质年龄集中在 529 ± 14Ma，花岗岩的侵位年龄为 534 ± 5Ma，花岗闪长岩脉的年龄为 501 ± 7Ma，表明格罗夫山麻粒岩相变质峰期是在泛非期(Zhao et al. 2000)。格罗夫山变质岩的代表性矿物组合以及变质反应结构多为单一的区域性麻粒岩相变质作用，含石榴石片麻岩中的石榴石－斜方辉石－斜长石－石英压力计反映变质压力为 0.61~0.67GPa，而由出溶辉石的复原技术获得的变质峰期温度为 850℃ (Liu et al., 2003)。然而，在镁铁质麻粒岩中也发现有早期相对高压阶段的残留，其变质条件约为 0.93GPa、>800 ℃ (俞良军等, 2002)。由此推导出麻粒岩的近等温降压 P-T 演化轨迹，该轨迹与碰撞导致的地壳构造增厚以及随后的抬升剥蚀和构造减薄相一致。显然，格罗夫山与普里兹湾沿岸非常相似，显示他们具有相同的泛非期地质演化历史。

五、查尔斯王子山

北查尔斯王子山主要出露中－新元古代变质杂岩，包括长英质正片麻岩、泥质－半泥质片麻岩、镁铁质麻粒岩和紫苏花岗岩(Fitzsimons et al., 1992)。该地区在格林维尔期发生中压麻粒岩相变质作用(Boger et al., 2000; Carson et al., 2000)，此外还受到早古生代(泛非期)构造作用的影响(Tingey , 1991; Manton et al., 1992; Hensen et al., 1997; Boger et al., 2002)。

南查尔斯王子山主要出露太古代变质杂岩，北部的莫森陡崖明显受到泛非期变质作用的改造，时代为 550~490Ma (Boger et al., 2001)。莫森陡崖南北两侧地体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 分析结果表明，南部的鲁克(Ruker)地体保留了太古代中期的构造演化历史，具有 3160~2650Ma 的锆石年龄，而北部的兰伯特(Lambert)地体形成于 550~490Ma 的泛非期(寒武纪)，并含有太古代晚期至中元古代的碎屑锆石(分别为 2800、2200、2120、1800 和 1600Ma)，显然二者碎屑锆石的年龄完全不同(Boger et al., 2001)。说明北部的兰伯特地体并没有接受南部的鲁克地体的沉积，也没有接受赖于尔群岛和西福尔丘陵等东南极地盾太古代地块的沉积，而是属于泛非期陆壳增生期间产生的“新生”地壳(刘小汉等, 2002)。该区变质作用仅达到高角闪岩相，峰期变质条件为 0.6~0.7GPa、650~700℃，并随后经历了约 0.3GPa 的近等温减压的演化过程(Boger et al., 2005)。

第二章 东南极普里兹带花岗岩类岩体地质、岩相学及矿物学

第一节 岩体地质及岩相学

普里兹带花岗岩类主要分布在普里兹湾地区和南极内陆格罗夫山。

一、普里兹湾地区

普里兹湾地区发育有大量的同一后造山花岗岩，主要分布在兰丁陡崖、穆如科尔山(Munro Kerr Mountains)，拉斯曼丘陵的米洛半岛(Mirror Peninsula)、维克岛(Vikoy Island)、达尔克岛(Dalkoy Island)、斯泰因半岛(Steinnes Peninsula)和阿曼达湾等地区(图 2-1)。各花岗岩岩体侵位于不同的高级变质岩中，并发育后期面状的伟晶岩脉，局部地区发育晚期花岗岩岩墙。

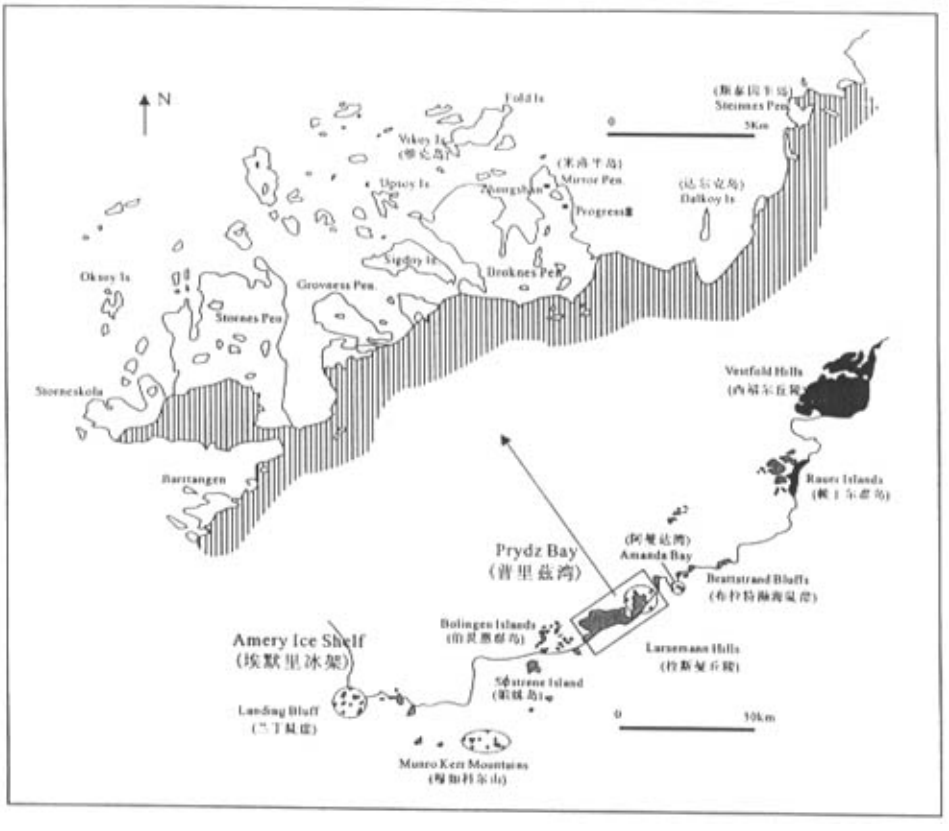


图 2-1 东南极普里兹湾地区花岗岩分布略图(据 Carson, 1995)

Fig.2-1 Sketch map of the Prydz Bay area showing the distributions of granites

1 兰丁陡崖

兰丁陡崖整个岛屿岩性一致，出露灰白色巨晶钾长花岗岩(083-1)，钾长石斑晶大小1~10cm不等，呈自形晶(图版I-A)。局部可见宽约0.5m的中粒花岗岩脉侵入。兰丁陡崖东7km处出露浅肉红色巨晶黑云母钾长花岗岩(084-1)，基本特征与前者相似，但作为基质的黑云母、长石和石英的粒度较粗，可达0.5~0.8cm，钾长石斑晶则在1~5cm(图2-2)。

兰丁花岗岩主要由钾长石(35%)斑晶和以黑云母(25%)、斜长石(20%)和石英(25%)为主的基质组成，未见角闪石。镜下可见有的钾长石蚀变为高岭土，微斜长石发育格子双晶以及斜长石发育卡钠复合双晶。黑云母为原生黑云母，具平行消光和明显的多色性。石英多为不规则粒状。副矿物有褐帘石、榍石、磷灰石、萤石、磁铁矿，另外含少量白云母(图版IV-A、B、C、D)。

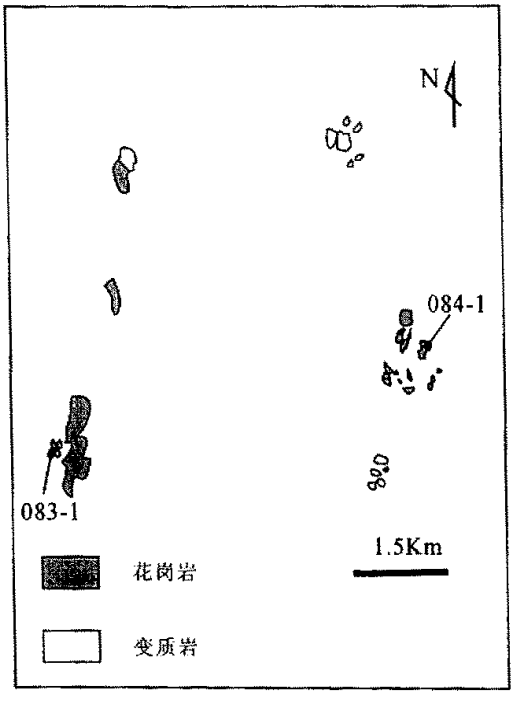


图2-2 兰丁陡崖地质简图

Fig. 2-2 Sketch map of Landing Bluff

2 穆如科尔山

穆如科尔山的花岗岩主要出露在Meknattane岛峰的东部、西北部以及Vestknatten岛峰。

Meknattane岛峰西部山脊分两个部分，南部为条带状正片麻岩，含中基性麻粒岩条带或团块，北部为巨晶花岗岩含片麻岩团块，二者为明显的侵入关系，界限呈港湾状，有的钾长石斑晶可达10cm (图2-3；图版I-C、D)。由东向西第三个露头东侧为巨晶钾长花岗岩，西侧为均匀的灰白色片麻岩，该片麻岩内局部有暗色麻粒岩条带，并被大量巨晶花岗岩不规则切穿。由东向西第二个露头主要为黑云母钾长花岗岩，其内含有大小不等的条带状片麻岩包

体，有的片麻岩包体中含有石榴石，石榴石斑晶可达 1~1.5cm。

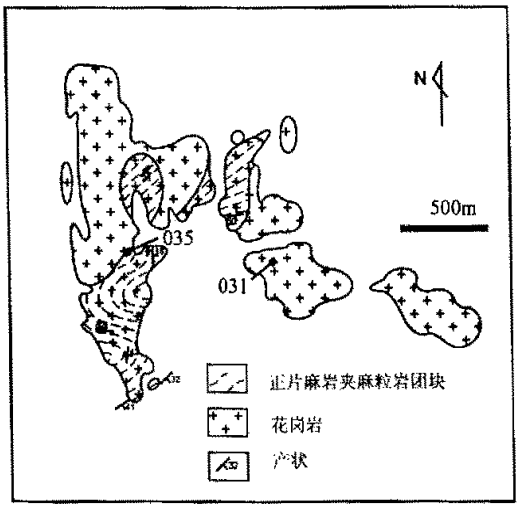


图 2-3　Meknattane 岛峰地质简图

Fig. 2-3　Sketch map of Meknattane Nunataks

Meknattane 岛峰花岗岩(图版 I- A)主要由钾长石斑晶(约占 45%)，斜长石(10%)、角闪石(10%)、黑云母(10%)和石英(20%)组成。斜长石多为更一中长石。角闪石具淡褐一褐色多色性，一些角闪石发生蚀变为黑云母。副矿物有榍石、尖晶石和磁铁矿。Meknattane 岛峰花岗岩与兰丁花岗岩类似，但镜下还发现有少量角闪石(图版 IV-E、F)。

此外，在 Vestknatten 岛峰也出露暗肉红色粗粒黑云母钾长花岗岩，岩石结构与 Meknat -tane 岛峰花岗岩类似，但粒度稍细，长石斑晶可达 3cm，黑云母较多，风化后呈黑色。

3 拉斯曼丘陵

拉斯曼丘陵的花岗岩主要分布在的米洛半岛、维克岛、达尔克岛和斯泰因半岛。

3.1 米洛半岛

米洛半岛北部出露肉红色中粒黑云母钾长花岗岩，即进步花岗岩(图版 I-E)，岩性呈均质略有片麻理，但边部片麻理明显，局部含有石榴石，且花岗岩的片麻理与围岩的片麻理协调一致。有一宽约 10m 的暗红色花岗岩脉切穿进步花岗岩，该花岗岩脉普遍含有约 1cm 长的钾长石斑晶，并略具定向。进步花岗岩的围岩为堇青石一矽线石片麻岩组合，主要包括石榴黑云斜长片麻岩、堇青石片麻岩和夹磁铁矿结核的石榴矽线黑云斜长片麻岩，其中在中山站北侧还发现有大量麻粒岩块体。堇青石片麻岩西部为浅肉红色条带状含石榴石的混合片麻岩，其内可见较大的蠕虫状石榴石和石英，西部条带状含石榴石的淡色片麻岩(图 2-4)。

进步花岗岩矿物成分主要有钾长石(40%)、斜长石(20%)、黑云母(15%)、石英(25%)，副矿物有石榴石、红柱石、磁铁矿、钛铁矿、尖晶石、磷灰石和锆石。红柱石呈淡红色具弱的多色性。尖晶石呈绿色与磁铁矿共生在一起(图版 III-A、B、C、E、F)。

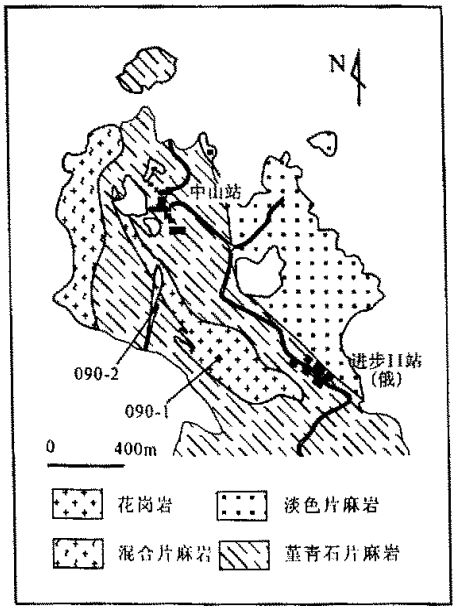


图 2-4 米洛半岛地质简图

Fig. 2-4 Sketch map of Mirror Peninsula

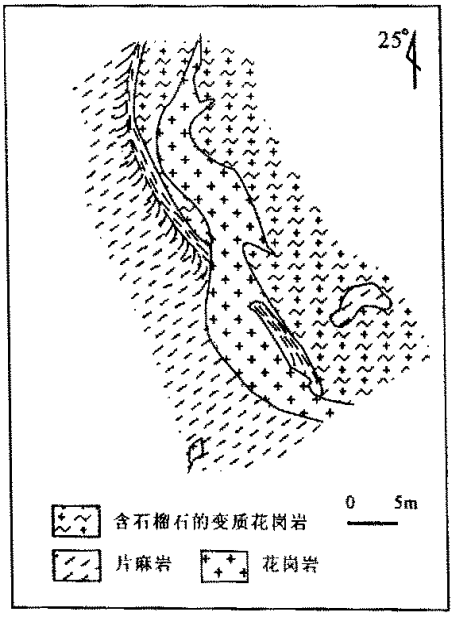


图 2-5 小龟岛花岗岩脉示意图

Fig. 2-5 Sketch map of Xiaoguidao Mountain Shan

在米洛半岛的小龟岛的片麻岩中还发现有灰白色粗粒串珠状花岗岩脉，该岩脉含石榴石。岩脉的中心相粒度粗，石英含量高，略显条带状分布；边缘相粒度细，特别是石榴石细

小而集中。岩脉与细粒石榴黑云长英质片麻岩无侵入界限。小龟岛东北有一条肉红色伟晶花岗岩脉，切穿了暗色片麻岩和含石榴石的变质花岗岩(图 2-5)。伟晶花岗岩脉中含少量石榴石，与黑云母斑晶共生。

3.2 斯泰因半岛

斯泰因半岛的西部呈一向斜构造，进步花岗岩出露于向斜的核部(图 2-6)。从向斜的核部到边部依次为花岗岩，基性麻粒岩，含石榴石的淡色片麻岩，混合片麻岩。淡色片麻岩和混合片麻岩均发育 S 型小褶皱。东部为紫苏花岗质片麻岩夹麻粒岩条带。

斯泰因半岛花岗岩与米洛半岛的花岗岩相似(均称为进步花岗岩)，主要矿物有钾长石、斜长石、黑云母、石英，副矿物也含有石榴石、磁铁矿、钛铁矿、尖晶石、磷灰石和锆石。

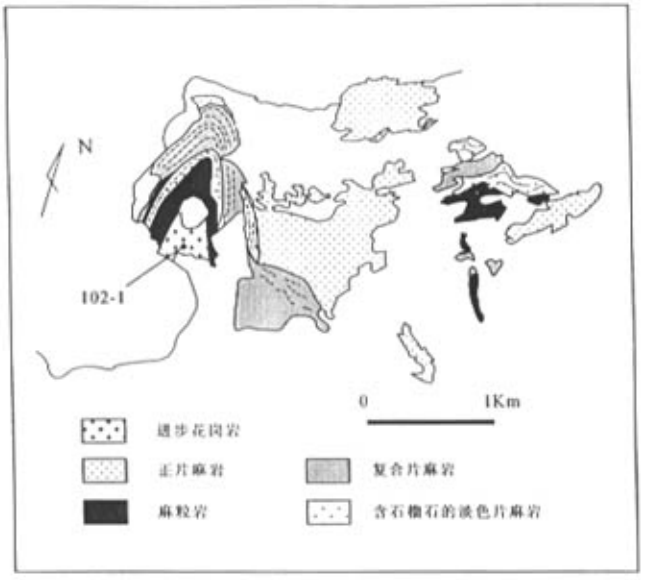


图 2-6　斯泰因半岛地质简图

Fig. 2-6　Sketch map of Steinnes Peninsula

3.3 维克岛

维克岛位于中山站西北部，其北部出露条带状石榴石黑云斜长片麻岩，内含一约 20m 宽的伟晶岩脉，南部出露肉红色黑云母钾长花岗岩(图 2-7)。岩性界限清楚，可见右旋褶皱，靠近界限边部的花岗岩中也发育条带状构造(图版 I-F)，说明该右旋剪切变形形成于花岗岩侵位之后或侵位同时，为同构造花岗岩。花岗岩呈块状构造，普遍发育宏观的不明显的条带状构造，中部颜色变暗，并包裹少量围岩片麻岩条带。

维克岛花岗岩呈斑状构造，斑晶有钾长石(50%)，基质由斜长石(10%)、黑云母(10%)、石英(25%)，副矿物有榍石、磁铁矿等。镜下可见有的钾长石发生蚀变形成粘土矿物，石英呈不规则粒状填充于钾长石斑晶之间。未见角闪石。

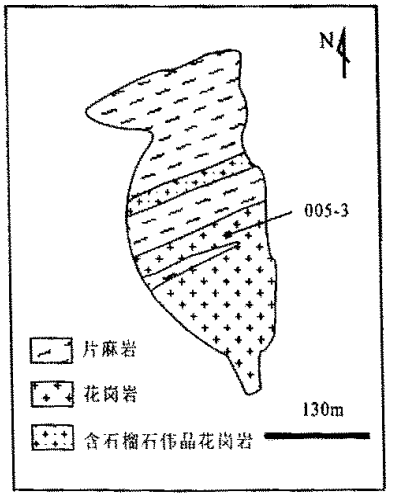


图 2-7　维克岛地质简图

Fig. 2-7　Sketch map of Vikoy Island

3.4 达尔克岛

达尔克岛位于中山站东部偏南，南北向长约 1.25km，北部出露中粒灰黑色黑云母二长花岗岩，南部为片麻岩(图 2-8)。二长花岗岩呈块状构造，无片麻理，局部被后期不规则伟晶岩脉穿切，二长花岗岩与片麻岩为侵入接触关系，但侵入边界明显被后期变形作用所改造(图版 I-G、H)。片麻岩的主体岩性为石榴石泥质片麻岩，呈条带状且褶皱发育，主体产状 230/25。片麻岩靠近边界线的部分黑云母含量较高，片麻理发育且含少量石榴石，远离边界线的部分颜色变浅，主要为石榴石堇青石片麻岩，内含少量石榴石矽线石片麻岩，为一套泥质岩组合。

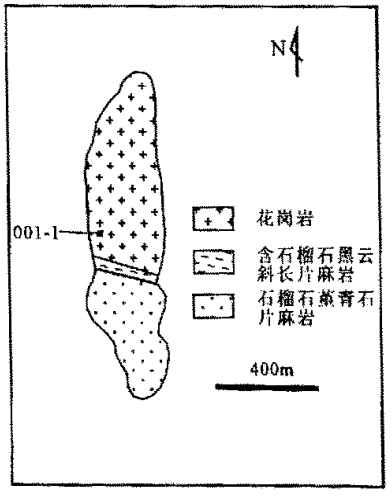


图 2-8　达尔克岛地质简图

Fig. 2-8　Sketch map of Dalkoy Island

达尔克花岗岩主要矿物有钾长石(50%)、斜长石(10%)、黑云母(15%)、石英(15%)，副矿物有榍石、磷灰石、磁铁矿等。未见角闪石。有的斜长石发生蚀变为绢云母和粘土矿物。黑云母为淡褐色一褐色，有的部分蚀变为绿泥石(图版 III-G、H)。

4 阿曼达湾

阿曼达湾所有岛屿均为花岗岩，该花岗岩为粗粒黑云母钾长花岗岩，钾长石定向明显，斑晶一般在 1×2~3cm 大小，基质中普遍含有石榴石(图版 III-D)。主要矿物成分有钾长石(45%)、斜长石(20%)、石英(15%)、黑云母(5%)和石榴石(10%)。在与钾长石接触的斜长石的边缘可见蠕虫状石英颗粒，可能为高温钾长石因温度降低析离形成的。黑云母多色性明显淡黄一褐色一红褐色，有的黑云母发生绿泥石化。副矿物有尖晶石、褐帘石、磷灰石和锆石。

二、格罗夫山地区

格罗夫山位于中山站南 400 km，主要出露麻粒岩相的深成变质岩、紫苏花岗岩、花岗岩以及后期花岗质细晶岩脉和伟晶岩(图 2-9)。

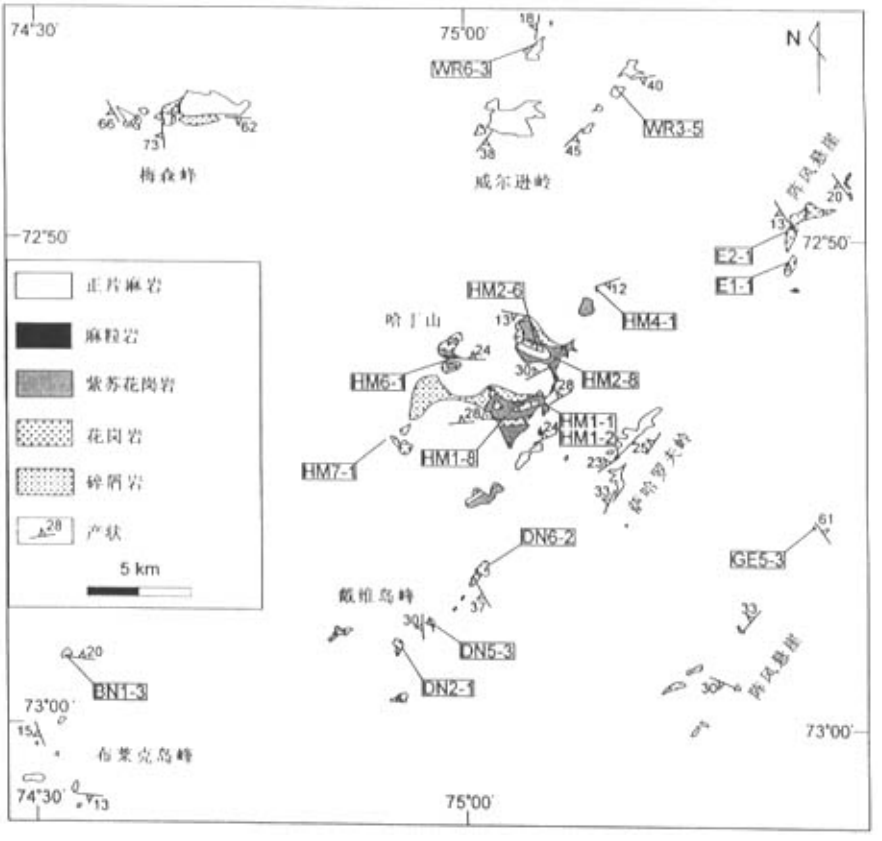


图 2-9 格罗夫山地质图

Fig.2-9 Geological map of the Grove Mountains

紫苏花岗岩主要分布在哈丁山和戴维岛峰，岩石呈灰褐色，并具有与区域片麻岩片理一致的弱变形，表明是同构造花岗岩类(图版 II-A、B)。在哈丁山和威尔逊岭(Wilson Ridge)以及阵风悬崖还出露 2~10m 宽具有弱变形紫苏花岗岩脉，切穿了片麻岩原岩。所有紫苏花岗岩脉也都具有弱变形。花岗岩则主要分布在戴维岛峰、哈丁山和阵风悬崖，花岗岩呈厚度不等的岩床顺层或小角度斜交侵入于变质岩和紫苏花岗岩岩体中，显示平行于围岩的弱片麻理(图版 II-C、E)。格罗夫山花岗岩的显著特征是斑状钾长石定向分布，平行于围岩的片理方向(图版 II-D)。晚期花岗岩脉切非常普遍，它们穿切所有的正片麻岩和花岗岩围岩(图版 II-F)。

紫苏花岗岩主要矿物有紫苏辉石(5~15%)、角闪石(3~15%)、斜长石(35%~45%)、钾长石(20%~30%)、石英(8%~15%)和黑云母(1%)，副矿物有钛铁矿、磷灰石和锆石(图版 IV-G、H)。所有紫苏花岗岩(除 HM7-1)均为中－细粒斑状结构，暗色矿物定向分布。斑晶为钾长石、斜长石，基质为细粒黑云母、角闪石和钛铁矿，其中角闪石与其它矿物呈平衡共生结构，有的辉石颗粒表现出叶片状磁铁矿的出溶。样品 HM7-1 是在哈丁山附近发现的转石，具有典型的花岗结构，未显示定向构造。与其它样品相比，HM7-1 含有更多的辉石和更少的角闪石。紫苏花岗岩脉与紫苏花岗岩的结构与矿物成分一致，但黑云母较多而辉石和钛铁矿较少。

花岗岩为粗粒二长花岗岩，斑状结构，其中肉红色钾长石斑晶定向分布，有的钾长石长度达 5cm。主要矿物包括钾长石(40~60%)、斜长石(15~35%)、石英(20~30%)和黑云母(2~5%)，部分样品中含有角闪石，副矿物有磁/钛铁矿、磷灰石和锆石。大多数花岗岩含有极少量次生白云母，有的样品还可见次生方解石。花岗岩脉为中－细粒结构，矿物成分与花岗岩一致，但角闪石普遍。

第二节 矿物学特征

笔者选取了 120 个具有代表性的变质岩和岩浆岩样品进行薄片磨制及镜下鉴定，对辉石、角闪石、斜长石和黑云母做矿物成分分析，样品在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室完成。电子探针为 GEOL JXA-8800R 型波长色散电子探针，工作条件为加速电压 20KV，束电流 2×10^{-8}A，电子束宽 2μm。普里兹带花岗岩部分矿物电子探针分析数据见表 2-1。

1 辉石

辉石仅出现在格罗夫山的紫苏花岗岩和紫苏花岗岩脉中。紫苏花岗岩中的辉石为铁紫苏辉石，$Mg^{\#}$($Mg^{\#}$=Mg/Mg+Fe^{2+})在 0.33~0.38 之间；紫苏花岗岩脉中的辉石为尤莱辉石(易熔石)，$Mg^{\#}$在 0.25~0.27 之间。

2 角闪石

普里兹带花岗岩类的角闪石在化学成分上具有 SiO_2 含量中等，CaO 高，$K_2O + Na_2O$ 高，且 K_2O 略高于 Na_2O，低 TiO_2 (1.37~2.06)的特点，按照 Leake 的分类属于钙质角闪石亚族中的铁绿钙闪石(图 2-10)。其中普里兹湾穆如科尔山花岗岩(031-7 和 035-5)中角闪石的 $Mg^{\#}$分别为 0.22 和 0.17，明显低于格罗夫山花岗岩和花岗岩脉的 $Mg^{\#}$(0.3~0.5)。

3 黑云母

黑云母在化学成分上具有 Al_2O_3 含量中等，高 FeO 和 K_2O，低 TiO_2 的特点。$Mg^{\#}$变化范围大，在 0.16~0.54 之间。黑云母分类图解中除少数几个落在镁质黑云母和铁叶云母的区域外，大部分落在铁质黑云母的区域(图 2-11)。

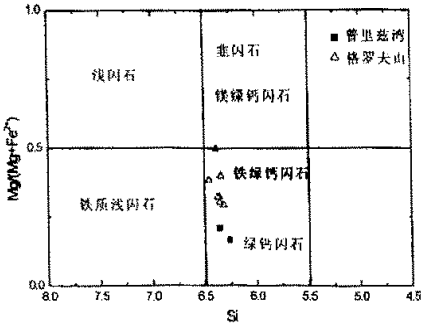


图 2-10 角闪石分类图解(据 Leake ,1997)

Fig.2-10 Classafication diagram of amphibole

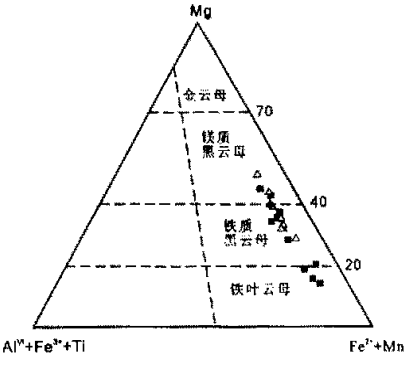


图 2-11 黑云母分类图解

(据 Forster,1960; 符号同图 2-10)

Fig.2-11 Classafication diagram of biotite

4 长石

普里兹湾兰丁花岗岩的斜长石 An=34.5~45.7，主要为中长石；格罗夫山花岗岩的斜长石 An=22.7~37.6，主要为更一中长石。格罗夫山花岗岩除两个样品 DN6-2 (Or=66.5)和 HM2-8 (Or=69.4)为钠正长石外，其余钾长石的 Or 均大于 80，为正长石。格罗夫山花岗岩中钾长石 CaO 低(0.02~1.79)，斜长石 K_2O 低(0.14~0.45)，说明长石组分在亚固相线下达到了再平衡(Frost，2000)。

前人对角闪石标型特征及成因做过一定的研究认为：不同成因类型花岗岩中角闪石的种属不同：幔源型花岗岩以浅闪石为主，共生矿物为富镁的黑云母，少量的辉石和绿泥石；壳幔型花岗岩主要是镁角闪石，少量的浅闪石和含铁的韭闪石，与富镁的黑云母共生；壳源型花岗岩以铁角闪石占多数，少量铁绿钙闪石，与富铁的黑云母共生。角闪石的 $Mg^{\#}$值也反映了花岗岩不同的源区：幔源型花岗岩的 $Mg^{\#}$>0.7，壳幔混源型 $Mg^{\#}$=0.5~0.7，壳源型 $Mg^{\#}$<0.5 (谢应雯，张玉泉；1990)。此外，角闪石的化学组成及其种类也反映了成岩环境：碱性角闪石是岩石在开放环境、富水条件下结晶的产物，钙质角闪石则是在相对封闭环境、贫水条件下结晶的产物(郁云妹，1987; Michell，1990; 许继锋，1993)。

黑云母的化学成分同样反映了花岗岩的源区与原岩特点。一般来说，起源于地幔衍生物或地壳深部物质部分熔融的黑云母相对富镁，属于镁质黑云母，而起源于上地壳物质部分熔融产生的黑云母主要是富铁黑云母。A 型花岗岩中黑云母为羟铁云母，I 型花岗岩为镁质黑云母(Fattah et al.,1994)。

从角闪石的种属和 $Mg^{\#}$值及黑云母的种属来看，普里兹湾和格罗夫山地区的花岗岩表现出壳幔型花岗岩的特点，其成岩环境应是相对封闭的贫水环境。

表 2-1 普里兹湾与格罗夫山地区花岗岩类电子探针矿物分析结果(%)

Table 2-1 Electron microprobe analyses of minerals in granitoids from the Prydz Bay

普里兹湾												
样号	矿物	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
031-7	角闪石	39.82	1.90	10.74	0.00	26.92	0.30	3.42	9.90	1.42	1.90	96.30
031-7	黑云母	34.10	4.34	13.85	0.03	30.51	0.12	3.63	0.00	0.03	9.90	96.51
031-7(核)	斜长石	56.90	0.00	26.87	0.02	0.10	0.00	0.02	9.18	6.15	0.27	99.51
031-7(边)	斜长石	56.68	0.00	27.10	0.03	0.18	0.00	0.00	9.31	5.91	0.31	99.51
035-5	角闪石	38.84	2.06	10.58	0.03	28.09	0.20	2.82	10.50	1.66	2.13	96.91
035-5	黑云母	35.30	4.74	12.65	0.24	29.02	0.09	4.38	0.00	0.11	9.84	96.35
035-5(核)	斜长石	58.41	0.00	25.41	0.01	0.09	0.03	0.01	7.89	6.71	0.16	98.72
035-5(边)	斜长石	59.32	0.00	25.22	0.01	0.11	0.00	0.00	7.20	7.22	0.50	99.59
001-1	黑云母	36.94	3.67	12.18	0.07	20.80	0.19	10.36	0.00	0.05	10.18	94.43
005-3	黑云母	34.86	5.32	14.77	0.03	21.23	0.05	7.68	0.00	0.20	10.24	94.37
090-1	黑云母	35.10	4.54	15.27	0.00	24.30	0.14	6.40	0.00	0.19	10.07	96.01
090-2	黑云母	35.66	3.68	15.14	0.03	22.37	0.05	8.71	0.00	0.19	10.39	96.21
100-1	黑云母	36.82	4.77	13.14	0.02	19.27	0.03	10.93	0.00	0.24	10.29	95.51
102-1	黑云母	34.73	4.37	13.71	0.00	21.78	0.13	8.10	0.00	0.15	9.89	92.87
083-1	黑云母	35.15	2.74	14.37	0.03	28.72	0.33	4.52	0.00	0.02	10.05	95.93
084-1	黑云母	34.75	3.61	13.66	0.03	30.08	0.46	3.12	0.00	0.07	10.08	95.86
格罗夫山												
E1-1	角闪石	40.59	1.64	9.95	0.00	24.99	0.55	5.65	10.55	1.91	1.88	97.71
E1-1	黑云母	36.14	4.40	11.92	0.01	23.38	0.24	8.77	0.03	0.12	9.78	94.79
E1-1(核)	斜长石	60.71	0.01	23.60	0.00	0.07	0.00	0.00	5.91	7.87	0.20	98.37
E1-1(边)	斜长石	61.78	0.01	23.91	0.00	0.19	0.00	0.00	5.92	7.90	0.19	99.90
E1-1	钾长石	64.40	0.02	18.17	0.01	0.16	0.00	0.01	0.30	1.94	13.91	98.92
E2-1	角闪石	40.70	1.64	10.06	0.00	24.76	0.54	5.61	10.58	1.85	1.85	97.59
E2-1	黑云母	37.29	4.64	12.09	0.00	24.21	0.24	8.77	0.00	0.17	9.89	97.30
E2-1	斜长石	59.26	0.00	25.43	0.00	0.07	0.00	0.00	7.60	6.77	0.28	99.41
E2-1	钾长石	67.41	0.02	18.68	0.00	0.06	0.00	0.01	0.15	1.86	12.80	100.99
HM2-6	黑云母	35.68	3.58	12.22	0.01	25.96	0.29	6.71	0.03	0.10	7.74	92.32
HM2-6	黑云母	37.33	4.77	12.46	0.02	25.19	0.32	7.93	0.00	0.12	9.96	98.10
HM2-6(核)	斜长石	62.36	0.00	23.05	0.00	0.05	0.00	0.01	4.95	8.34	0.45	99.21
HM2-6(边)	斜长石	62.24	0.00	22.94	0.00	0.11	0.00	0.00	4.89	8.33	0.39	98.90
HM2-6	钾长石	65.45	0.02	18.04	0.00	0.03	0.00	0.01	0.07	2.18	14.32	100.12
HM2-8	角闪石	40.44	1.37	10.37	0.00	25.84	0.55	5.16	10.89	1.83	2.05	98.50
HM2-8	黑云母	37.78	4.21	12.32	24.05	0.23	8.67	0.01	0.21	9.87	0.00	97.35
HM2-8(核)	斜长石	60.31	0.01	23.96	0.00	0.07	0.00	0.00	6.07	7.35	0.27	98.04
HM2-8(边)	斜长石	60.19	0.00	24.11	0.00	0.07	0.00	0.00	6.16	7.66	0.14	98.33
HM2-8	钾长石	65.71	0.01	18.32	0.03	0.04	0.00	0.01	0.12	3.44	12.09	99.77
HM6-1	辉石	49.92	0.10	0.54		36.21	0.77	12.28	0.84	0.01		100.67
HM6-1	角闪石	41.60	1.67	10.08	0.01	19.66	0.13	9.10	11.28	1.69	1.88	97.10
HM6-1	黑云母	36.77	4.19	11.64	0.00	18.78	0.03	12.61	0.24	0.07	9.85	94.18
HM6-1	斜长石	59.07	0.00	24.49	0.00	0.07	0.00	0.00	6.88	7.34	0.26	98.11

HM6-1	钾长石	63.34	0.02	18.11	0.00	0.01	0.01	0.01	0.07	1.37	15.07	98.01
GE5-3	辉石	48.33	0.16	0.44	0.01	41.37	0.87	7.64	0.78	0.01		99.61
GE5-3	黑云母	37.23	4.98	12.43	0.12	24.69	0.13	7.80	0.07	0.22	8.71	96.38
GE5-3	斜长石	66.84	0.00	18.09	0.00	0.07	0.00	0.04	6.26	7.21	0.34	98.85
GE5-3	钾长石	64.24	0.02	18.23	0.01	0.27	0.02	0.00	0.25	1.86	14.06	98.96
GE5-3	钾长石	64.16	0.57	18.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	1.88	14.39	99.40
WR-6-3	角闪石	41.63	1.61	9.62	0.00	22.98	0.27	6.96	10.97	1.75	1.86	97.65
WR-6-3	黑云母	35.85	4.52	11.76	0.01	21.09	0.11	9.51	0.00	0.10	9.11	92.06
WR-6-3	斜长石	59.39	0.01	24.26	0.00	0.09	0.00	0.00	6.96	7.30	0.29	98.30
WR-6-3	钾长石	63.97	0.01	18.07	0.01	0.01	0.00	0.00	0.11	2.09	14.24	98.51
WR3-5	角闪石	40.49	1.73	10.06	0.00	25.35	0.35	5.32	10.63	1.86	1.93	97.72
WR3-5	黑云母	37.43	4.45	11.98	0.00	25.16	0.18	8.30	0.00	0.13	9.84	97.47
WR3-5(核)	斜长石	61.28	0.01	23.88	0.00	0.07	0.02	0.00	5.93	7.50	0.26	98.95
WR3-5(边)	斜长石	60.38	0.01	23.53	0.00	0.21	0.00	0.00	5.90	7.23	0.37	97.63
WR3-5	钾长石	64.33	0.03	18.18	0.01	0.03	0.00	0.00	0.16	1.75	14.98	99.47
DN2-1	角闪石	40.62	1.80	9.84	0.01	22.58	0.51	7.13	10.94	1.80	1.97	97.20
DN2-1	黑云母	37.74	4.01	11.87	0.00	21.00	0.23	11.17	0.00	0.08	10.02	96.12
DN2-1(核)	斜长石	60.69	0.01	23.36	0.00	0.12	0.00	0.00	5.86	7.87	0.24	98.15
DN2-1(边)	斜长石	60.59	0.01	23.65	0.01	0.10	0.00	0.00	5.85	7.97	0.27	98.45
DN2-1	钾长石	64.77	0.02	17.99	0.00	0.04	0.00	0.00	0.13	1.58	14.79	99.32
DN2-1	钾长石	65.06	0.01	18.11	0.00	0.05	0.00	0.07	1.79	14.70	0.00	99.79
MN1-6	黑云母	35.86	2.96	13.41	0.00	27.45	0.25	6.68	0.00	0.06	9.86	96.53
MN1-6	斜长石	63.38	0.00	22.99	0.00	0.04	0.00	0.00	4.57	8.49	0.19	99.66
MN1-6	钾长石	64.78	0.00	18.16	0.00	0.04	0.01	0.00	0.02	0.76	16.09	99.86
DN6-2	黑云母	37.26	4.60	12.30	0.00	22.65	0.21	9.80	0.00	0.12	10.05	96.99
DN6-2	斜长石	61.12	0.01	23.61	0.01	0.07	0.00	0.00	5.67	7.84	0.28	98.61
DN6-2	钾长石	66.65	0.03	18.65	0.00	0.02	0.01	0.00	0.23	3.81	11.86	101.26

第三节 岩体侵位条件

角闪石的化学组成反映了岩浆结晶时的物理化学条件，温度的升高将导致 Al^{IV} 和 Ti 的降低，总压力的升高将导致角闪石的 Al^{VI} 增加(杨富贵等,1999)。利用角闪石的化学组成可以估算岩体结晶时的温压条件。Holland 和 Blundy (1994)利用两个平衡反应：(A)浅闪石+石英＝透闪石+钠长石；(B)浅闪石+钠长石＝钠透长石(镁钠钙闪石)+钙长石建立了一套角闪石－斜长石平衡共生温度计算体系。本文采用 Holland 和 Blundy (1994)进行计算，采用 Schmidt (1992)的钙质角闪石全铝压力计计算压力。结果表明，普里兹湾穆如科尔山花岗岩成岩温度为 830℃左右，压力为 6.6kbar，岩体的侵位深度(按 1kbar≈3.3km 推算)在 22km 左右；格罗夫山地区花岗岩成岩温度按两种平衡反应计算分别为为 810~872℃和 751~806℃，压力为 5~6.1kbar，岩体的侵位深度在 17~20km 左右(表 2-2)。

表 2-2 普里兹带花岗岩类的结晶温度、结晶压力、氧逸度和侵位深度

Table 2-2 Crystallization temperatures, pressures,depth and oxygen fugacities of the granitoids from the Prydz Bay

岩石类型	样号	T_A(℃)	T_B(℃)	P(kbar)	$\log fO_2$	侵位深度(km)
普里兹湾						
花岗岩	031-7	710	839	6.6	-13.65	21.78
	035-5	838	827	6.5	-12.16	21.45
格罗夫山						
紫苏花岗岩	HM1-8	836	771	5.6	-13.01	18.48
	HM6-1	830	751	5.7	-13.34	18.81
紫苏花岗岩脉	GE5-3	845	796	5.0	-12.66	16.5
	WR6-3	810	762	5.4	-13.50	17.82
花岗岩	DN2-1	865	781	5.6	-12.52	18.48
	E1-1	836	786	5.7	-12.81	18.81
	E2-1	838	806	5.8	-12.51	19.14
花岗岩脉	HM2-8	872	777	6.1	-12.41	20.13
	WR3-5	843	772	5.9	-12.87	19.47

利用 钙铁辉石+钛铁矿＝榍石+磁铁矿+石英 这一平衡反应能够估算花岗岩的氧逸度(Wones, 1989)，计算公式如下：$\log fO_2 = -30930/T+14.98+0.142\times(P-1)/T$，其中 T 为开氏温度，P 为 bar。应用这一公式的前提条件是温度不低于 1073K(即 800℃)。普里兹带花岗岩类形成温度整体上都大于 800℃，适用这一公式。利用 T_A 和 T_B 平均值计算氧逸度结果表明，普里兹带花岗岩类氧逸度较低，在-12.16～-13.65 之间(表 2-2)，略高于 铁橄榄石+磁铁矿+石英(FMQ) 这一平衡反应的缓冲曲线(Wones, 1989)。普里兹带花岗岩低氧逸度与其暗色矿物成分、种属相对应。

低氧逸度同时意味着 CO_2 含量高。硅酸盐熔体中 CO_2 的出溶程度主要受压力影响：岩浆熔体中大部分 CO_2 是在中一下地壳出溶的，随着岩浆结晶分异作用进行和逐渐受围岩的混染，岩浆上升到上地壳，岩浆中的流体则以 H_2O 为主(Frost et al., 1989; 1997)。

从普里兹带花岗岩类侵位的物理化学条件来看，该花岗岩类应形成于高温、中压、低氧逸度的还原环境。

第三章 东南极普里兹带花岗岩类的年代学研究

第一节 分析方法和测试条件

笔者运用三种方法对普里兹带花岗岩类中的锆石进行了定年。

普里兹湾地区达尔克花岗岩和穆如科尔山花岗岩的锆石的U-Pb分析在西北大学大陆动力学实验室利用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)仪测定。激光剥蚀系统为Deolas 200M，激光器为ComPex 102Arf准分子激光器(波长为193nm)，ICP-MS为Elan6100DRC型。实验采用He作为剥蚀物质的载气，用美国国家标准技术研究员研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质NIST SRM610进行仪器最佳化，采用哈佛大学国际标准锆石91500作外部校正，用NIST610计算锆石的U、Th和Pb含量。同位素比值计算采用Glitter 4.0软件，年龄计算采用标准程序ISOPLOT，用Anderson (2002)程序校正普通铅。

格罗夫山花岗岩锆石的U-Pb分析在中国地质调查局天津地质矿产研究所利用单颗粒微量热电离质谱法(TIMS)完成。将3~5公斤的花岗岩样品经粉碎、缩分、重液蒸发分离及人工挑选完成。主要挑选均质的具自形晶的岩浆锆石，而且锆石没有包裹体和裂隙。分析流程如下：(1)将清洗锆石放入0.25ml容积的FEP氟塑料小容器内加入0.2ml 7N的硝酸，在130°C下加热30分钟，再用四次逊沸水反复清洗；(2)采用改进的Krogh (1973)法分解锆石，HF用量0.05ml，在190°C下加热15~20小时；(3)取出2/3被分解的锆石溶液直接蒸干，备作样品Pb同位素组成测定，取出1/3被分解的锆石溶液加入适量^{208}Pb-^{235}U稀释剂蒸干，备作样品混合铅同位素分析；(4)将铀和铅样品混合物用浓硅胶-磷酸溶液滴加在加在铼带灯丝上在V-G354质谱剂上，在约1300~1400°C高温下，采用加有一定负高压Daly电极，将低于10^{-13}A微弱离子流放大20~50倍，进行铅铀比值测定。实验测试采用^{208}Pb-^{235}U稀释剂，$^{206}Pb/^{204}Pb$已对实验空白(Pb=0.050ng，U=0.002ng)及稀释剂进行了校正。

另外在中国地质科学院离子探针中心利用SHRIMP对样品HM6-1作验证。详细分析流程见宋彪等(2002)。用RSE的锆石SL13 (572 Ma，U=238ppm)标定样品的U、Th、Pb含量，用Temrra (417Ma)进行年龄校正。普通铅根据实测的^{204}Pb进行校正。年龄计算和图解分别使用SQUID(1.02)和ISOPLOT程序。

普里兹湾地区花岗岩与格罗夫山地区花岗岩的锆石的U-Pb分析分析结果分别见表3-1、3-2和3-3。

第二节 花岗岩的定年结果

一、普里兹湾地区

对普里兹湾达尔克花岗岩(001-1)中35个锆石颗粒的LA-ICP-MS分析结果见表3-1和图3-1A。锆石Th/U比值除001-1-01和001-1-03两个数据点外都大于0.3，表现出岩浆锆石的成分特征。除远离谐和线和远离加全平均值的8个测点外，其余27个数据点基本位于

表 3-1 普里兹湾花岗岩锆石 U-Pb 同位素 LA-ICP-MS 定年分析结果

Table 3-1 Zircon isotopic LA-ICP-MS analyses for granitoids from the Prydz Bay

点号	含量(ppm)			Th/U	同位素比值±1 σ			年龄(Ma)±1 σ		
	Pb	Th	U		$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$
001-1-01	29	451	457	0.99	0.0609 ± 0.0014	0.6766 ± 0.0139	0.0806 ± 0.0006	636 ± 32	525 ± 8	500 ± 3
001-1-02	26	24	69	0.34	0.0616 ± 0.0021	0.6708 ± 0.0212	0.0790 ± 0.0008	660 ± 51	521 ± 13	490 ± 5
001-1-03	21	7	225	0.03	0.0599 ± 0.0014	0.6932 ± 0.0146	0.0839 ± 0.0006	601 ± 33	535 ± 9	519 ± 4
001-1-04	32	534	162	3.30	0.0641 ± 0.0013	0.7658 ± 0.0132	0.0866 ± 0.0006	746 ± 25	577 ± 8	536 ± 3
001-1-05	23	428	164	2.61	0.0616 ± 0.0042	0.7237 ± 0.0486	0.0852 ± 0.0009	662 ± 150	553 ± 29	527 ± 6
001-1-06	22	357	113	3.16	0.0587 ± 0.0014	0.6830 ± 0.0144	0.0844 ± 0.0006	557 ± 33	529 ± 9	522 ± 4
001-1-07	26	492	184	2.67	0.0595 ± 0.0014	0.6843 ± 0.0145	0.0835 ± 0.0006	584 ± 34	529 ± 9	517 ± 4
001-1-08	17	372	119	3.11	0.0584 ± 0.0017	0.6672 ± 0.0178	0.0829 ± 0.0007	544 ± 44	519 ± 11	513 ± 4
001-1-09	20	23	66	0.34	0.0579 ± 0.0016	0.6639 ± 0.0168	0.0832 ± 0.0007	525 ± 41	517 ± 10	515 ± 4
001-1-10	13	334	131	2.55	0.0603 ± 0.0029	0.6979 ± 0.0319	0.0839 ± 0.0011	615 ± 77	538 ± 19	520 ± 6
001-1-11	26	461	137	3.37	0.0797 ± 0.0020	0.9363 ± 0.0215	0.0852 ± 0.0007	1189 ± 32	671 ± 11	527 ± 4
001-1-12	20	242	109	2.22	0.0592 ± 0.0021	0.6332 ± 0.0216	0.0776 ± 0.0008	575 ± 56	498 ± 13	482 ± 5
001-1-13	24	332	118	2.82	0.0616 ± 0.0016	0.7049 ± 0.0174	0.0830 ± 0.0007	660 ± 39	542 ± 10	514 ± 4
001-1-14	23	159	84	1.88	0.0624 ± 0.0019	0.7243 ± 0.0210	0.0841 ± 0.0008	689 ± 46	553 ± 12	521 ± 5
001-1-15	21	23	68	0.34	0.0640 ± 0.0019	0.7009 ± 0.0195	0.0794 ± 0.0007	741 ± 44	539 ± 12	493 ± 4
001-1-16	7	737	153	4.80	0.0567 ± 0.0027	0.6532 ± 0.0305	0.0836 ± 0.0010	478 ± 83	510 ± 19	518 ± 6
001-1-17	13	258	154	1.68	0.0661 ± 0.0040	0.7651 ± 0.0452	0.0839 ± 0.0015	810 ± 95	577 ± 26	520 ± 9
001-1-18	7	424	131	3.24	0.0637 ± 0.0035	0.7355 ± 0.0395	0.0838 ± 0.0013	730 ± 88	560 ± 23	519 ± 8
001-1-19	5	391	120	3.27	0.0667 ± 0.0034	0.7769 ± 0.0384	0.0845 ± 0.0011	827 ± 82	584 ± 22	523 ± 6
001-1-20	9	380	122	3.12	0.0667 ± 0.0023	0.7915 ± 0.0259	0.0861 ± 0.0009	828 ± 51	592 ± 15	532 ± 5
001-1-21	13	8	24	0.35	0.0568 ± 0.0018	0.6545 ± 0.0195	0.0835 ± 0.0008	485 ± 50	511 ± 12	517 ± 5
001-1-22	5	126	41	3.06	0.0668 ± 0.0038	0.7827 ± 0.0432	0.0849 ± 0.0013	832 ± 89	587 ± 25	525 ± 8
001-1-23	9	226	66	3.40	0.0791 ± 0.0089	0.8935 ± 0.0983	0.0820 ± 0.0017	1174 ± 231	648 ± 53	508 ± 10
001-1-24	8	84	53	1.57	0.0626 ± 0.0028	0.7228 ± 0.0308	0.0838 ± 0.0010	694 ± 70	552 ± 18	519 ± 6
001-1-25	9	108	31	3.53	0.0620 ± 0.0032	0.7177 ± 0.0358	0.0840 ± 0.0012	672 ± 82	549 ± 21	520 ± 7
001-1-26	8	125	56	2.23	0.0830 ± 0.0060	0.9890 ± 0.0705	0.0864 ± 0.0012	1270 ± 146	698 ± 36	534 ± 7
001-1-27	9	7	22	0.34	0.0695 ± 0.0051	0.8169 ± 0.0579	0.0852 ± 0.0018	914 ± 111	606 ± 32	527 ± 11
001-1-28	8	42	123	0.34	0.0654 ± 0.0031	0.7619 ± 0.0348	0.0845 ± 0.0011	788 ± 74	575 ± 20	523 ± 6
001-1-29	4	64	34	1.89	0.0642 ± 0.0061	0.7242 ± 0.0678	0.0818 ± 0.0020	748 ± 158	553 ± 40	507 ± 12
001-1-30	8	149	51	2.93	0.0619 ± 0.0030	0.7121 ± 0.0338	0.0835 ± 0.0011	669 ± 79	546 ± 20	517 ± 7
001-1-31	7	111	51	2.16	0.0629 ± 0.0036	0.7400 ± 0.0414	0.0853 ± 0.0013	706 ± 93	562 ± 24	528 ± 8

001-1-32	12	76	69	1.10	0.0635	±	0.0023	0.7526	±	0.0265	0.0860	±	0.0009	724	±	57	570	±	15	532	±	5
001-1-33	10	8	22	0.35	0.0599	±	0.0026	0.6896	±	0.0286	0.0835	±	0.0009	600	±	71	533	±	17	517	±	6
001-1-34	8	115	45	2.59	0.0597	±	0.0024	0.6878	±	0.0268	0.0836	±	0.0009	591	±	65	531	±	16	518	±	6
001-1-35	9	127	58	2.21	0.0568	±	0.0020	0.6546	±	0.0220	0.0836	±	0.0008	483	±	57	511	±	14	518	±	5
031-7-01	6	64	46	1.40	0.0598	±	0.0025	0.6422	±	0.0258	0.0779	±	0.0006	597	±	91	504	±	16	483	±	4
031-7-02	30	185	253	0.73	0.0623	±	0.0018	0.6842	±	0.0195	0.0796	±	0.0006	685	±	64	529	±	12	494	±	3
031-7-03	12	117	90	1.30	0.0577	±	0.0028	0.6541	±	0.0308	0.0822	±	0.0008	519	±	108	511	±	19	509	±	5
031-7-04	12	148	85	1.74	0.0729	±	0.0013	0.8247	±	0.0123	0.0821	±	0.0005	1010	±	20	611	±	7	509	±	3
031-7-05	20	260	138	1.88	0.0581	±	0.0026	0.6386	±	0.0283	0.0798	±	0.0007	532	±	101	501	±	18	495	±	4
031-7-06	18	218	131	1.66	0.0581	±	0.0010	0.6436	±	0.0100	0.0804	±	0.0005	533	±	23	505	±	6	498	±	3
031-7-07	12	142	86	1.66	0.0609	±	0.0024	0.6702	±	0.0262	0.0798	±	0.0006	636	±	88	521	±	16	495	±	4
031-7-08	22	305	143	2.14	0.0581	±	0.0022	0.6491	±	0.0244	0.0810	±	0.0006	535	±	86	508	±	15	502	±	3
031-7-09	15	142	95	1.50	0.0741	±	0.0023	0.9361	±	0.0284	0.0916	±	0.0007	1044	±	65	671	±	15	565	±	4
031-7-10	12	153	90	1.70	0.0593	±	0.0012	0.6718	±	0.0116	0.0821	±	0.0005	579	±	26	522	±	7	509	±	3
031-7-11	24	418	174	2.40	0.0549	±	0.0012	0.5612	±	0.0113	0.0742	±	0.0005	407	±	34	452	±	7	461	±	3
031-7-12	19	125	188	0.67	0.0639	±	0.0017	0.6543	±	0.0161	0.0743	±	0.0006	739	±	38	511	±	10	462	±	4
031-7-13	12	141	80	1.76	0.0623	±	0.0025	0.7197	±	0.0285	0.0838	±	0.0007	683	±	88	550	±	17	519	±	4
031-7-14	9	108	70	1.54	0.0574	±	0.0019	0.6407	±	0.0204	0.0810	±	0.0007	505	±	54	503	±	13	502	±	4
031-7-15	28	373	193	1.94	0.0663	±	0.0009	0.7456	±	0.0083	0.0816	±	0.0005	815	±	14	566	±	5	506	±	3
031-7-16	12	162	85	1.92	0.0643	±	0.0030	0.7100	±	0.0322	0.0801	±	0.0007	751	±	100	545	±	19	497	±	4
031-7-17	9	131	63	2.07	0.0619	±	0.0017	0.6845	±	0.0173	0.0802	±	0.0006	671	±	40	529	±	10	497	±	4
031-7-18	13	158	100	1.58	0.0614	±	0.0013	0.6754	±	0.0128	0.0799	±	0.0005	652	±	29	524	±	8	495	±	3
031-7-19	41	653	290	2.25	0.0604	±	0.0009	0.6328	±	0.0072	0.0760	±	0.0004	618	±	15	498	±	4	472	±	3
031-7-20	7	93	53	1.77	0.0569	±	0.0018	0.6179	±	0.0181	0.0787	±	0.0007	489	±	50	489	±	11	489	±	4
031-7-21	7	89	45	1.99	0.0692	±	0.0037	0.8262	±	0.0439	0.0866	±	0.0009	905	±	114	611	±	24	535	±	5
031-7-22	12	133	88	1.52	0.0608	±	0.0024	0.6658	±	0.0255	0.0794	±	0.0006	632	±	86	518	±	16	493	±	4
031-7-23	5	75	34	2.18	0.0627	±	0.0023	0.6839	±	0.0240	0.0791	±	0.0007	699	±	59	529	±	14	491	±	4
031-7-24	9	103	64	1.61	0.0602	±	0.0028	0.6825	±	0.0314	0.0823	±	0.0007	609	±	104	528	±	19	510	±	4
031-7-25	26	244	195	1.25	0.0611	±	0.0022	0.7082	±	0.0245	0.0841	±	0.0006	643	±	78	544	±	15	520	±	4
100-1-01	65	29	649	0.05	0.0595	±	0.0007	0.6712	±	0.0076	0.0818	±	0.0004	587	±	28	521	±	5	507	±	3
100-1-02	126	74	1162	0.06	0.0615	±	0.0006	0.7499	±	0.0066	0.0884	±	0.0004	658	±	22	568	±	4	546	±	3
100-1-03	60	77	575	0.13	0.0579	±	0.0015	0.6433	±	0.0158	0.0806	±	0.0006	527	±	57	504	±	10	499	±	3
100-1-04	60	106	517	0.21	0.0697	±	0.0019	0.7178	±	0.0192	0.0747	±	0.0005	920	±	58	549	±	11	464	±	3
100-1-05	118	815	934	0.87	0.0801	±	0.0021	0.8259	±	0.0210	0.0748	±	0.0005	1199	±	53	611	±	12	465	±	3
100-1-06	66	50	605	0.08	0.0592	±	0.0012	0.7040	±	0.0138	0.0862	±	0.0006	575	±	46	541	±	8	533	±	3

100-1-07	54	46	492	0.09	0.0617	±	0.0010	0.7073	±	0.0107	0.0831	±	0.0004	665	±	35	543	±	6	515	±	3
100-1-08	137	421	963	0.44	0.0656	±	0.0018	0.8238	±	0.0221	0.0911	±	0.0006	794	±	59	610	±	12	562	±	3
100-1-09	139	610	1028	0.59	0.0693	±	0.0013	0.8651	±	0.0156	0.0905	±	0.0005	909	±	40	633	±	8	558	±	3
100-1-10	72	246	561	0.44	0.0787	±	0.0018	0.9042	±	0.0196	0.0834	±	0.0005	1164	±	46	654	±	10	516	±	3
100-1-11	67	37	621	0.06	0.0612	±	0.0013	0.7167	±	0.0141	0.0850	±	0.0005	645	±	46	549	±	8	526	±	3
100-1-12	139	173	690	0.25	0.0809	±	0.0055	0.9908	±	0.0666	0.0888	±	0.0008	1219	±	137	699	±	34	549	±	5
100-1-13	51	446	320	1.39	0.0839	±	0.0032	1.0044	±	0.0376	0.0868	±	0.0008	1291	±	77	706	±	19	536	±	5
100-1-14	328	353	2140	0.16	0.0666	±	0.0031	0.7638	±	0.0351	0.0831	±	0.0005	826	±	99	576	±	20	515	±	3
100-1-15	169	94	1282	0.07	0.0623	±	0.0026	0.6786	±	0.0278	0.0790	±	0.0005	684	±	91	526	±	17	490	±	3
100-1-16	118	241	1019	0.24	0.0665	±	0.0008	0.8334	±	0.0086	0.0909	±	0.0005	822	±	25	616	±	5	561	±	3
100-1-17	50	124	504	0.25	0.0599	±	0.0011	0.6516	±	0.0108	0.0789	±	0.0005	600	±	39	509	±	7	490	±	3
100-1-18	63	415	470	0.88	0.0650	±	0.0013	0.8061	±	0.0136	0.0899	±	0.0006	774	±	24	600	±	8	555	±	3
100-1-19	41	182	272	0.67	0.0742	±	0.0022	0.9342	±	0.0263	0.0913	±	0.0006	1047	±	60	670	±	14	563	±	4
100-1-20	46	118	431	0.27	0.0656	±	0.0013	0.7194	±	0.0139	0.0795	±	0.0005	794	±	43	550	±	8	493	±	3
100-1-21	299	335	2477	0.14	0.0657	±	0.0010	0.8054	±	0.0116	0.0889	±	0.0005	798	±	33	600	±	7	549	±	3
100-1-22	83	56	787	0.07	0.0595	±	0.0008	0.7185	±	0.0092	0.0876	±	0.0005	584	±	31	550	±	5	542	±	3
100-1-23	59	44	614	0.07	0.0570	±	0.0009	0.6265	±	0.0090	0.0798	±	0.0005	489	±	35	494	±	6	495	±	3
100-1-24	59	512	347	1.48	0.0644	±	0.0026	0.7271	±	0.0294	0.0819	±	0.0006	756	±	89	555	±	17	507	±	3
100-1-25	56	28	590	0.05	0.0569	±	0.0008	0.6299	±	0.0086	0.0802	±	0.0005	489	±	33	496	±	5	498	±	3

表 3-2 格罗夫山花岗岩锆石 U-Pb 同位素 TIMS 定年分析结果

Table 3-2 Zircon isotopic TIMS analyses for granitoids from the Grove Mountains

点号	形态	Wt (μg)	U (ppm)	Pb (ppm)	普通 Pb (ng)	同位素比值					年龄 (Ma)		
						$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
紫苏花岗岩 (HM6-1)													
1	不规则粒状	50	1447	139	0.099	4041	0.1880	0.0885 ± 3	0.713 ± 3	0.0584 ± 1	547 ± 3	546 ± 3	544 ± 5
2	短柱状	60	1337	138	0.670	674	0.1894	0.0885 ± 3	0.713 ± 3	0.0583 ± 1	547 ± 3	546 ± 3	543 ± 4
3	不规则粒状	60	965	93	0.075	4292	0.1911	0.0884 ± 4	0.711 ± 3	0.0583 ± 8	546 ± 3	545 ± 3	543 ± 4
4	不规则粒状	60	2926	274	0.075	12611	0.2002	0.0860 ± 1	0.692 ± 1	0.0582 ± 1	532 ± 1	534 ± 1	541 ± 2
5	长柱状	20	871	70	0.12	685	0.1020	0.0742 ± 8	0.584 ± 9	0.0571 ± 6	461 ± 5	467 ± 6	494 ± 23
6	短柱状	20	1153	82	0.12	823	0.0993	0.0667 ± 6	0.516 ± 7	0.0562 ± 5	416 ± 4	423 ± 5	458 ± 21
7	长柱状	60	1141	96	1.50	201	0.1070	0.0627 ± 2	0.481 ± 3	0.0556 ± 2	392 ± 1	399 ± 2	436 ± 9
紫苏花岗岩脉 (GE5-3)													
1	短柱状	10	372	39	0.014	1400	0.3233	0.0852 ± 19	0.681 ± 21	0.0579 ± 11	527 ± 12	527 ± 13	528 ± 43
2	长柱状	10	432	50	0.058	413	0.3256	0.0856 ± 16	0.686 ± 19	0.0582 ± 10	529 ± 10	531 ± 12	536 ± 39
3	短柱状	30	647	72	0.12	921	0.3583	0.0862 ± 8	0.694 ± 9	0.0584 ± 4	533 ± 5	535 ± 6	545 ± 17
4	短柱状	30	722	81	0.17	675	0.3608	0.0853 ± 12	0.679 ± 12	0.0577 ± 5	528 ± 7	526 ± 8	520 ± 20
5	短柱状	30	818	93	0.17	780	0.3623	0.0868 ± 8	0.697 ± 9	0.0583 ± 5	537 ± 5	537 ± 6	539 ± 18
6	短柱状	30	792	91	0.20	649	0.3624	0.0865 ± 7	0.693 ± 8	0.0582 ± 4	535 ± 5	535 ± 6	535 ± 15
7	长柱状	30	534	68	0.36	254	0.3590	0.0860 ± 11	0.689 ± 13	0.0582 ± 8	532 ± 7	532 ± 8	535 ± 29
花岗岩(DN6-2)													
1	短柱状	20	391	34	0.035	1167	0.1093	0.0823 ± 19	0.651 ± 21	0.0573 ± 11	510 ± 12	509 ± 13	503 ± 43
2	长柱状	20	579	55	0.18	348	0.0920	0.0810 ± 12	0.649 ± 11	0.0581 ± 8	502 ± 8	508 ± 11	535 ± 32
3	长柱状	30	387	36	0.13	474	0.0918	0.0820 ± 12	0.652 ± 14	0.0577 ± 8	508 ± 8	510 ± 9	517 ± 30
4	长柱状	30	764	67	0.19	631	0.0971	0.0807 ± 6	0.640 ± 7	0.0575 ± 4	500 ± 4	502 ± 4	510 ± 16
5	长柱状	40	1004	92	0.43	494	0.0978	0.0813 ± 4	0.646 ± 4	0.0576 ± 3	504 ± 2	506 ± 3	516 ± 11
6	短柱状	40	1436	140	0.55	544	0.1991	0.0810 ± 3	0.641 ± 3	0.0574 ± 2	502 ± 2	503 ± 2	507 ± 6
7	短柱状	40	1300	124	0.22	1241	0.2445	0.0812 ± 4	0.643 ± 4	0.0574 ± 2	503 ± 3	504 ± 3	507 ± 7

表 3-3 格罗夫山紫苏花岗岩(HM6-1)锆石 U-Pb 同位素 SHRIMP 定年分析结果

Table 3-3 Zircon isotopic SHRIMP analyses of the Charnockite from the Grove Mountains

点号	含量(ppm)			$^{232}Th/^{238}U$	同位素比值±%						年龄(Ma)±1σ					
	U	Th	$^{206}Pb^*$		$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{206}Pb/^{238}U$			$^{207}Pb/^{206}Pb$		
HM1.1	1361	658	102.6	0.50	0.0574	1.8	0.69	3.0	0.0875	2.4	540.9	±	12.7	506	±	40
HM2.1	2953	1456	222.0	0.51	0.0570	1.0	0.69	2.7	0.0874	2.5	540.1	±	13.1	493	±	23
HM3.1	502	230	40.3	0.47	0.0578	2.2	0.74	3.3	0.0932	2.5	574.5	±	13.8	524	±	49
HM4.1	947	815	72.5	0.89	0.0580	2.2	0.71	3.3	0.0888	2.5	548.7	±	12.9	529	±	48
HM5.1	1377	564	103.0	0.42	0.0564	1.8	0.68	3.1	0.0868	2.4	536.7	±	12.6	470	±	41
HM5.2	2320	374	165.2	0.17	0.0572	1.0	0.65	2.6	0.0828	2.4	512.8	±	12.0	501	±	22
HM6.1	545	240	42.6	0.46	0.0576	3.1	0.72	4.0	0.0904	2.5	557.9	±	13.3	515	±	68
HM6.2	1067	364	81.5	0.35	0.0560	1.9	0.69	3.1	0.0887	2.5	547.7	±	12.9	454	±	43
HM7.1	925	1210	69.1	1.35	0.0569	2.6	0.68	3.6	0.0866	2.5	535.6	±	12.7	488	±	57
HM8.1	919	861	72.5	0.97	0.0579	1.7	0.73	3.0	0.0916	2.5	565.1	±	13.3	527	±	38
HM9.1	586	286	47.1	0.50	0.0577	2.0	0.74	3.2	0.0932	2.5	574.3	±	13.7	518	±	43
HM9.2	4881	14153	372.7	3.00	0.0580	0.6	0.71	2.6	0.0889	2.6	548.8	±	13.5	531	±	13
HM10.1	638	338	49.3	0.55	0.0579	2.0	0.72	3.3	0.0897	2.6	553.6	±	13.8	526	±	44
HM11.1	5600	7127	419.6	1.31	0.0579	0.9	0.70	2.7	0.0871	2.6	538.6	±	13.4	527	±	20
HM12.1	778	724	54.4	0.96	0.0570	2.1	0.64	3.3	0.0813	2.5	503.7	±	12.0	490	±	47
HM12.2	1556	942	113.6	0.63	0.0583	1.5	0.68	2.9	0.0848	2.4	524.7	±	12.3	542	±	33
HM13.1	4285	5449	278.7	1.31	0.0572	0.8	0.60	2.6	0.0756	2.4	469.9	±	11.0	501	±	18

注：$^{206}Pb^*$表示放射性成因铅，用实测的 ^{204}Pb 进行普通铅校正

谐和线上及附近，$^{206}Pb/^{238}U$ 的加权平均年龄为 520 ± 2Ma (2 σ ; MSWD = 0.97)，应代表岩浆结晶的年龄。

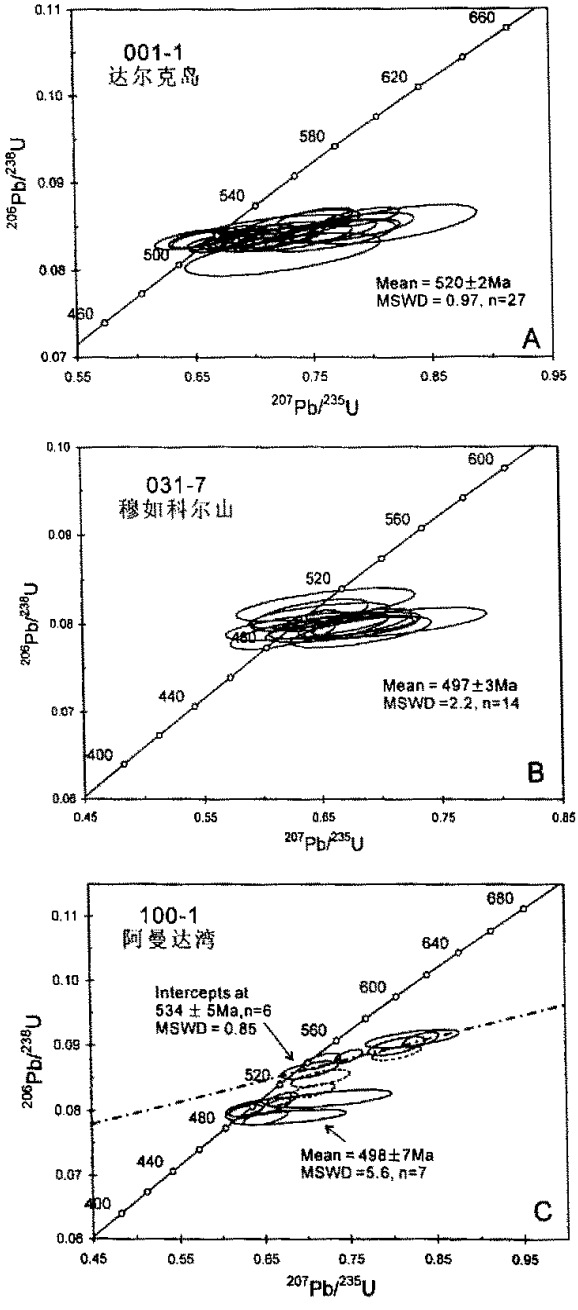


图 3-1　普里兹湾花岗岩类锆石 U-Pb 同位素一致图解

Fig.3-1　U-Pb concordia diagrams for zircons from granitoid samples of the Prydz Bay

对穆如科尔山花岗岩(031-7) 25 个锆石颗粒的 LA-ICP-MS 分析结果见表 3-1 和图 3-1B。它们的 Th/U 比值为 0.67~2.4，应属于岩浆锆石。除去误差较大的点和偏离谐和线的点外，其余 14 个点均落在谐和线上或附近，这些分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 的加权平均年龄为 497 ± 3Ma (2σ; MSWD =2.2)，应代表岩浆结晶的年龄。

阿曼达湾花岗岩(100-1) 25 个锆石颗粒的 LA-ICP-MS 分析结果见表 3-1 和图 3-1C。它们的 Th/U 比值偏低，在 0.05~0.48 之间，其中可能包含一部分变质锆石。除去误差大的点，其它数据点可明显分为两组，其中一组数据的不一致线与谐和线的下交点年龄为 534 ± 5Ma，可能代表了继承锆石的年龄；另一组数据的加权平均年龄为 498 ± 7Ma，代表岩浆侵位的年龄。处于两组数据之间的三个数据点(图中用虚线表示)100-1-07、100-1-11 和 100-1-21 为锆石的混合年龄，没有实际意义。总体上看大多数数据点分布在谐和线以下，说明所测大部分样品有明显的放射的铅丢失。铅丢失主要有两方面原因：一是锆石粒度普遍较小，表面积与体积之比大，铅丢失量相对多，二是锆石 U 含量高(表 3-2)，晶体受放射性损伤严重，铅丢失也越多。阿曼达花岗岩的分析误差较大，可能是因为锆石的颗粒较小(有些锆石颗粒宽度甚至小于激光剥蚀的孔径)，激光很快将锆石击穿使测试信号相对较低导致测量值误差偏大，使得岩体侵入年龄不十分可靠。

二、格罗夫山地区

哈丁山紫苏花岗岩(HM6-1)中锆石呈透明的淡黄色、淡黄褐色，长/短柱状或不规则粒状，长度 150~250μm，长宽比 1.5~3.0。部分锆石颗粒具有港湾状熔蚀边，可能受到后期流体变质作用的影响。前三个锆石分析结果是谐和的，后四个锆石分析结果不谐和，有放射性成因 Pb 的丢失。在谐和图中全部七个锆石获得上交点年龄 546 ± 6Ma，下交点年龄为 288 ± 34Ma(表 3-2 和图 3-2a)。前三个锆石的加权平均年龄为 547 ± 1Ma。上交点的年龄代表岩浆结晶年龄，下交点年龄可能是局部流体交代产生的叠加年龄。选择前三个锆石的加权平均年龄 547 ± 1Ma 作为岩体的结晶年龄更确切些。利用 SHRIMP 获得 HM6-1 中锆石 14 个点的平均年龄为 548 ± 7Ma ，与用 TIMS 方法获得的年龄相吻合(表 3-3 和图 3-2d)。

阵风悬崖紫苏花岗岩脉(GE5-3)中的锆石呈透明的淡黄色，柱状或不规则粒状，长度 100~200μm，长宽比 1.5~2.0。所有七个锆石分析结果都是谐和的，平均年龄为 533 ± 3Ma(图 3-2b)，代表了岩体的侵位年龄。

戴维角峰花岗岩(DN6-2)中锆石也是透明的淡黄色，长/短柱状或不规则粒状，长度 100~200μm，长宽比 1.5~3.0。所有七个锆石分析结果也都是谐和的，平均年龄为 503 ± 2Ma(图 3-2c)，代表了岩体的侵位年龄。

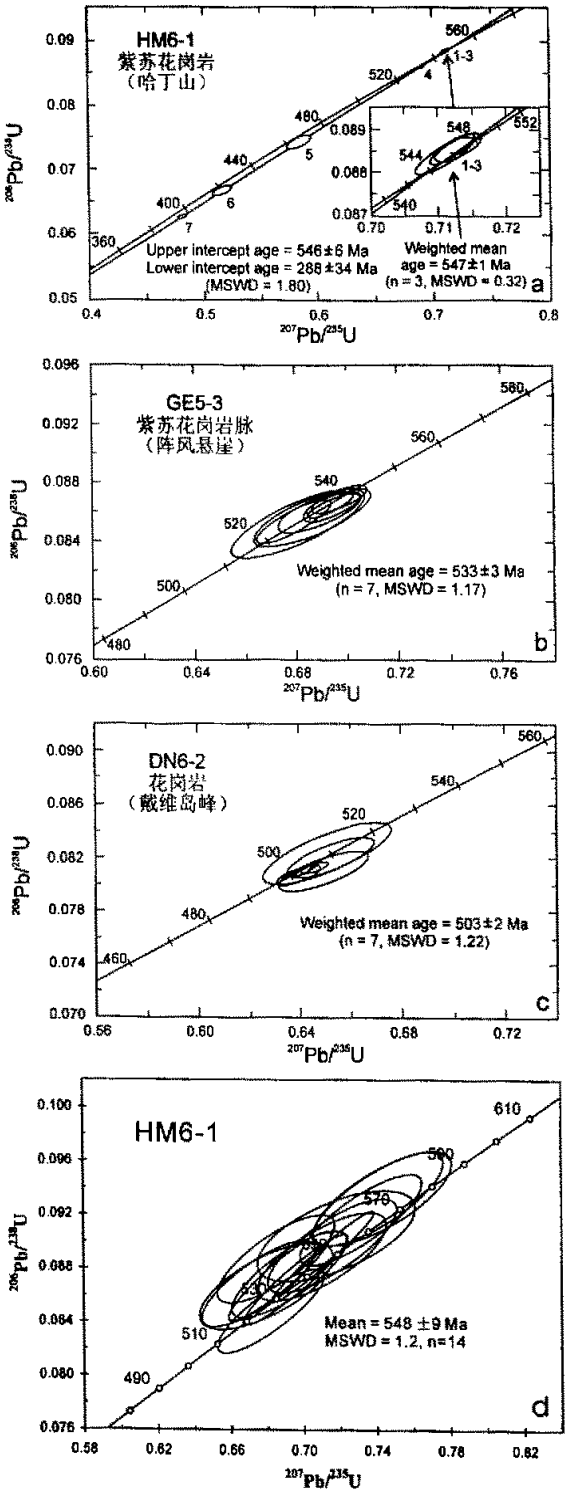


图 3-2　格罗夫山花岗岩类锆石 U-Pb 同位素一致图解

Fig.3-2　U-Pb concordia diagrams for zircons from granitoid samples of the Grove Moutains

第三节 年代学讨论

对造山带中有关变质岩和火成岩进行精确的同位素定年是研究造山带形成、演化的重要手段。东南极普里兹带泛非期花岗岩同位素年代学数据详见表 3-4。从表中可以看出普里兹带花岗岩类的侵位年龄在 490~550 Ma 之间。

表 3-4 东南极普里兹带泛非期花岗岩类同位素年代学一览

Table 3-4 Isotopic data from granitoids of the Pan-African Prydz Belt in East Antarctica

赖于尔群岛	达尔克岛	阿曼达湾	拉斯曼丘陵	穆如科尔山	兰丁陡崖	格罗夫山	莫森陡崖
U-Pb 锆石: 500±12Ma[1] (伟晶岩) 548±26Ma[1] (细晶岩脉) 511±10Ma[2] (伟晶质铁闪长岩)	U-Pb 锆石: 501±11Ma[3] (二长岩) 501±11Ma[4] (二长岩) 520±2Ma (二长岩)	U-Pb 锆石: 527±21Ma[4] 498±7Ma (花岗岩)	U-Pb 锆石: 547±9Ma[5] (进步花岗岩) 516.2±6.8Ma[6] (进步花岗岩) 514.3±6.7Ma[6] (进步花岗岩) 556±7Ma[5] (早期部分熔融体) 531±8Ma[5] (伟晶岩)	U-Pb 锆石: 497±3Ma (花岗岩)	Rb-Sr 全岩: 493±17Ma[7] (花岗岩) U-Pb 锆石: 500±4Ma[7] (花岗岩)	U-Pb 锆石: 547±1Ma (紫苏花岗岩) 548±7Ma (紫苏花岗岩) 533±3Ma (紫苏花岗岩脉) 503±2Ma(花岗岩) 526Ma[4](二长花岗岩) 501±7Ma[8] (花岗闪长岩脉)	U-Pb 锆石: 550Ma[9] (片麻状花岗岩)

数据来源：[1]Kinny et al. (1993); [2]Harley et al. (1998); [3] 王彦斌博士论文(2002); [4]Zhao et al. (2003);[5]Zhao et al. (1992); [6]Carson et al. (1996); [7]Tingey (1991);.[8]Zhao et al. (2000); [9]Boger et al. (2001)；其余数据来自本论文

普里兹湾拉斯曼丘陵的进步花岗岩和达尔克花岗岩侵位年龄约 520Ma，穆如科尔山和兰丁花岗岩侵位年龄略晚，约 500 Ma。普里兹湾淡色片麻岩的锆石、独居石的 U-Pb 同位素测年结果为 535~525 Ma (Fitzsimons et al., 1997; Zhang et al., 1996)，对普里兹湾沿岸包括姐妹岛、伯灵恩群岛、布拉特滨海陡崖和拉斯曼丘陵的变质岩进行的石榴石 Sm-Nd 全岩同位素定年结果为 517~510 Ma (Hensen et al., 1995)。普里兹湾地区的峰期变质年龄被认为在 530 Ma (Fitzsimons, 2003; Harley, 2003; Zhao et al., 2003)。

格罗夫山紫苏花岗岩的侵位最早约 547 Ma，其次是紫苏花岗岩脉(533Ma)，然后是花岗岩(526~503Ma)和花岗岩脉(501Ma)，在时间上表现出连续演化的特点。格罗夫山所有镁铁质麻粒岩锆石叠加生长年龄集中在 549~545 Ma，与格罗夫山紫苏花岗岩的侵位年龄一致，表明格罗夫山麻粒岩相变质峰期是在 550 Ma。显然格罗夫山变质岩的峰期变质年龄比普里兹湾地区早了 20Ma。

普里兹带花岗岩类具有以下几个特点：第一，从地质体的年代上看，普里兹带花岗岩类的侵位年龄近似等于或晚于泛非期区域变质作用的年龄 60Ma；第二，从侵位关系上看，普里兹带花岗岩类出露形态大多呈不规则状，岩体与围岩呈不整合侵入关系，属被动式侵位；第三，在野外构造特征上，格罗夫山的紫苏花岗岩具有与区域片麻岩片理一致的弱变形，反映出同造山花岗岩的特点；进步花岗岩和达尔克花岗岩可能代表晚造山花岗岩；格罗夫山的

花岗岩呈席状特点，斑状钾长石定向分布，而具有钾长石斑状结构的兰丁花岗岩和穆如科尔山花岗岩未显示片麻理，它们可能代表后造山伸展环境的产物；各种花岗岩脉穿切所有其它岩石，且没有固定方向，是造山后侵位的，并可能标志造山运动趋于尾声。

第四章 东南极普里兹带花岗岩类的地球化学研究

20世纪80年代以来，随着高精度分析技术的普遍应用，地学界对花岗岩的研究已从过去传统的单纯以岩相学、岩石化学为主的研究转向主量元素、微量元素和同位素地球化学相结合的方法，探索花岗岩形成演化及其动力学过程。主量元素和微量元素能够示踪岩浆源区的特征及岩浆发生演化的过程，并有助于恢复火成岩形成的大地构造环境，同位素地球化学则可以有效地示踪岩浆的源区。

第一节 分析方法及测试条件

一、主量及微量元素

样品的主量元素使用3080E型X荧光光谱仪分析，在国家地质实验测试中心完成。普里兹湾花岗岩微量元素的分析测试在西北大学大陆动力学实验室完成，格罗夫山花岗岩微量元素的分析测试在国家地质实验测试中心完成。样品的分解采用HNO_3 + HF密闭容器分解，以保证样品完全溶解。利用美国ELAN6100DRC型电感耦合等离子质谱仪测试。样品测试经国际标样BHVO-2、BCR-2和空白样进行质量监控。分析精度在优于5%，极少数低浓度元素在5%~10%之间。详细的分析和测试方法见Gao et al. (1999)。

普里兹带花岗岩类(普里兹湾和格罗夫山)主量和微量元素分析结果见表5-1和表5-2。

二、同位素

样品分析在中国科学院地质与地球物理研究所同位素超净实验室完成。样品用HF + $HClO_4$在Teflon容器中低温溶解，采用AG50W×8(H^+)阳离子交换柱分离出纯净的Rb和Sr；采用AG50W×8(H^+)阳离子交换柱和P507萃淋树脂分离出纯净的Sm和Nd。实验流程见已有文献叙述(Qiao,1998)。同位素测量在VG354固体同位素质谱计上进行，其中Sr、Nd同位素采用多接收器跳扫方法测定，Rb、Sm采用Daly倍增器跳峰方法测定。Sr同位素分馏用$^{86}Sr/^{88}Sr$=0.1194校正。国际标样NBS987的测定结果为0.71025–4+/-16(n=8)，NBS607的测定结果为1.20032+/-30(n=2)，Rb-Sr全流程空白本底约为1-2×10^{-10}g。Nd同位素分馏用$^{146}Nd/^{144}Nd$=0.7219校正。国际标样La Jolla的测定结果为0.511862+/-7(n=6,2σ)，BCR-1的测定结果为0.512626+/-9(n=2)，Sm-Nd全流程空白本底约为5×10^{-11}g。年龄计算均采用ISOPLOT程序。

普里兹带花岗岩类(普里兹湾和格罗夫山)同位素分析结果见表5-3。本文采用两阶段亏损地幔线性演化的模式计算模式年龄。其中：

$\varepsilon_{Nd} = ((^{143}Nd/^{144}Nd)_S/(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}-1)\times10000$；$f_{Sm/Nd} = (^{147}Sm/^{144}Nd)_S/(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}-1$；

$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.512638$；　$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.1967$；s代表样品；

$T^1_{DM} = 1/\lambda \ln(1+((^{143}Nd/^{144}Nd)_S-0.51315)/((^{147}Sm/^{144}Nd)_S-0.2137))$；$\lambda=6.54\times10^{-6}Ma^{-1}$；

$T^2_{DM} = T^1_{DM} - (T^1_{DM}-t)(f_{cc}-f_s)/(f_{cc}-f_{DM})$；其中$f_{cc}$，$f_s$和$f_{DM}$分别为地壳，样品和亏损地幔的$f_{Sm/Nd}$平均值；$f_{cc}$ = -0.4, f_{DM}=0.08592, t为岩体的侵位年龄。

表 4-1 普里兹湾地区花岗岩类主量(wt%)、微量元素(μg/g)分析结果

Table 4-1 Major and trace element compoitions of the granitoids from Prydz Bay

位置	Dalkoy 岛		Murro Kerr 山脉			Landing 陡崖			
样号	001-1	32798[1]	031-7	035-5	036-1	083-1	084-1	32825[1]	3[2]
岩性	二长岩		花岗岩			石英二长岩	花岗闪长岩	花岗岩	
SiO_2	59.83	59.41	71.66	76.92	69.57	69.32	69.05	65.48	68.7
TiO_2	1.97	1.92	0.64	0.26	0.49	0.66	0.73	1.12	0.82
Al_2O_3	15.85	15.50	12.65	11.45	14.29	13.69	13.09	14.67	13.74
Fe_2O_3	2.23	6.87	1.71	1.42	1.84	1.23	1.42	5.59	0.79
FeO	4.04		2.71	0.92	2.14	2.59	3.43		3.57
MnO	0.06	0.07	0.06	0.02	0.04	0.04	0.06	0.09	0.05
MgO	1.91	1.89	0.39	0.08	0.24	0.54	0.45	1.11	0.54
CaO	4.01	4.14	2.21	0.66	1.89	2.03	2.16	3.20	2.33
Na_2O	2.54	2.66	1.84	1.72	1.77	1.95	2.22	2.21	2.08
K_2O	4.79	4.68	5.13	6.00	6.51	6.37	5.44	5.22	5.94
P_2O_5	0.70	0.69	0.16	0.04	0.19	0.15	0.23	0.35	0.26
LOI	1.18	0.64	0.45	0.58	0.50	1.02	0.67	0.71	0.68
Total	99.11	99.12	99.61	100.07	99.47	99.59	98.95	99.75	99.5
K_2O+Na_2O	7.33	7.34	6.97	7.72	8.28	8.32	7.66	7.43	8.02
K_2O/Na_2O	1.89	1.76	2.79	3.49	3.68	3.27	2.45	2.36	2.86
A/CNK	0.95	0.91	1.00	1.09	1.07	0.99	0.97	0.97	0.98
A/NK	1.69	1.64	1.47	1.23	1.44	1.36	1.37	1.58	1.39
Fe*	0.76	0.77	0.92	0.96	0.94	0.87	0.91	0.82	0.89
Sc	7.81	10	8.30	2.69	5.93	9.6	10.3	7	5
V	120.3	114	22.3	4.66	10.10	24.1	20.6	56	31
Cr	18	23	2.4	4.9	2.7	6	2.6	21	8
Co	13.8	12	5.87	1.73	3.86	4.90	5.44	9	
Ni	8.1	18	1.8	3.3	2.1	2.8	1.6	28	5
Cu	29	58	12.5	7.8	12.8	11.9	11.4	112	10
Zn	197	219	69.4	44.2	97.0	83.2	101.6	103	90
Ga	39.3	28	21.8	23.1	31.3	30.7	30.3	21	20
Rb	277.4	254	151.3	247.7	258.0	337.4	289.4	239	257
Sr	455	486	199	58.4	212	136	157	218	182
Ba	2545	2494	1838	408.0	1690	799	1284	1301	1307
Pb	74.0	64	35.63	47.9	76.5	81.3	72.6	54	49
Th	68.0	114	7.89	75.7	77.5	213.4	109.6	64	91
U	1.54		0.72	1.83	1.54	3.92	2.66		2
Nb	34.0	33	32.1	18.5	28.7	22.5	34.7	30	20
Ta	1.36		2.06	0.76	1.78	1.27	2.10		
Zr	1058		640	331	448	460	707		429
Hf	24.0		14.8	10.13	11.4	12.4	18.6		
K/Rb	143.34	152.96	281.47	201.10	209.46	156.72	156.04	181.31	191.87
Rb/Sr	0.61	0.52	0.76	4.24	1.22	2.48	1.85	1.10	1.41
Th/U	44.09		10.99	41.33	50.49	54.41	41.26		39.57
10^4Ga/Al	4.69	3.41	3.26	3.81	4.14	4.23	4.37	2.70	2.75
La	330		49.8	96.9	184	326	247		
Ce	723		106.8	256	362	655	524		
Pr	83.1		14.0	26.2	40.2	68.3	60.1		
Nd	285		55.5	88.2	134	219	205		
Sm	34.1		11.3	16.5	20.7	33.1	33.6		
Eu	4.43		2.63	0.97	3.16	1.94	2.28		
Gd	23.9		9.39	13.1	16.5	26.3	26.4		
Tb	1.87		1.39	1.65	1.70	2.89	3.07		
Dy	7.17		7.93	8.36	7.41	13.5	15.0		
Ho	0.76		1.50	1.39	1.07	2.11	2.38		
Er	1.74		4.04	3.37	2.62	5.34	5.90		
Tm	0.18		0.59	0.40	0.28	0.61	0.68		
Yb	1.09		3.90	2.38	1.75	3.63	4.15		
Lu	0.136		0.54	0.31	0.24	0.48	0.55		
Y	19.8		40.5	30.8	26.7	52.1	58.5		
ΣREE	1517.0		309.7	546.4	803.1	1411.0	1187.7		
$(La/Yb)_N$	216.8		9.2	29.2	75.5	64.5	42.7		
Eu/Eu*	0.47		0.77	0.20	0.52	0.20	0.23		

注： 上标 1 数据引自 Stüwe et al.,1989; 上标 2 数据引自 Sheraton et al.,1984

续表 4-1 普里兹湾地区花岗岩类主量(wt%)、微量元素(μg/g)分析结果

位置	Mirror 半岛				Vikoy 岛	Steinnes 岛	Amanda 湾	
样号	090-1	32876[1]	090-2	32857[1]	005-3	102-1	100-1	2[2]
岩性	花岗岩		花岗岩脉		花岗岩	花岗岩	花岗岩	
SiO_2	69.97	67.82	68.25	68.50	70.84	67.13	71.69	69.7
TiO_2	0.49	0.81	0.88	0.79	0.36	0.95	0.56	0.62
Al_2O_3	14.77	14.85	15.07	15.19	15.24	15.08	13.89	14.54
Fe_2O_3	1.26	3.66	1.21	3.64	1.11	1.57	0.44	0.62
FeO	1.71		2.23		0.86	2.50	2.07	2.73
MnO	0.01	0.03	0.01	0.02	<0.01	0.03	0.02	0.04
MgO	0.40	0.78	0.80	0.88	0.35	0.94	0.59	0.85
CaO	1.33	1.6	1.7	1.65	1.29	1.85	1.38	1.67
Na_2O	2.37	2.28	2.34	2.55	2.55	2.54	2.47	2.67
K_2O	6.49	6.44	6.27	6.23	7.06	6.20	5.47	5.63
P_2O_5	0.16	0.29	0.28	0.28	0.14	0.32	0.14	0.20
LOI	0.43	0.46	0.6	0.52	0.59	0.78	0.46	0.36
Total	99.39	99.02	99.64	100.25	100.39	99.89	99.18	99.63
K_2O+Na_2O	8.86	8.72	8.61	8.78	9.61	8.74	7.94	8.3
K_2O/Na_2O	2.74	2.82	2.68	2.44	2.77	2.44	2.21	2.11
A/CNK	1.11	1.09	1.10	1.09	1.07	1.06	1.11	1.08
A/NK	1.35	1.39	1.42	1.39	1.29	1.38	1.39	1.39
Fe*	0.88	0.81	0.81	0.79	0.84	0.81	0.81	0.79
Sc	5.22	0	4.02	2	2.70	5.00	3.53	3
V	25.9	33.0	40.5	26.0	18.9	52.5	32.1	37
Cr	3.1	6.0	6	11	4.7	9.99	10.59	10
Co	3.94	7.00	6.86	7.00	2.80	6.69	4.29	
Ni	2.3	16.0	3.7	21.0	3.0	3.04	3.01	2
Cu	4.4	51.0	5.3	45.0	4.5	17.5	6.43	4
Zn	97.8	112.0	244	132	41.4	133	48.6	48
Ga	40.4	19.0	37.7	22.0	31.1	32.4	23.9	22
Rb	436	370	423	351	349.1	351	337	361
Sr	240	129	121	123	300	282	168	202
Ba	1075	1028	899	933	1331	1372	753	915
Pb	148.5	86.0	112.7	77.0	98.7	121.2	88.5	62
Th	209.1	343.0	365.1	344.0	163.5	250	131	152
U	8.12		5.22		6.32	3.11	3.74	4.0
Nb	14.6	16.0	17.1	15.0	8.3	18.8	13.5	14
Ta	0.23		0.52		0.42	0.55	0.41	
Zr	417		733		327	719	389	383
Hf	11.3		19.4		9.16	17.6	9.55	
K/Rb	123.54	144.49	123.03	147.35	167.90	146.68	134.69	129.47
Rb/Sr	1.82	2.87	3.49	2.85	1.16	1.24	2.01	1.79
Th/U	25.74		69.95		25.87	80.35	35.19	38.00
$10^4Ga/Al$	5.17	2.42	4.73	2.74	3.86	4.05	3.25	2.86
La	439		384		328	401	196	
Ce	796		863		573	849	412	
Pr	75.4		98.3		55.6	90.8	45.3	
Nd	222		313		162	291	144	
Sm	26.8		40.8		18.6	35.2	19.8	
Eu	2.68		1.96		2.76	2.56	1.70	
Gd	20.5		25.6		14.0	25.8	15.5	
Tb	1.45		1.84		0.98	1.71	1.31	
Dy	4.91		6.13		3.64	5.72	5.10	
Ho	0.42		0.51		0.36	0.46	0.65	
Er	0.84		1.07		0.71	1.65	1.64	
Tm	0.064		0.095		0.055	0.080	0.14	
Yb	0.40		0.62		0.30	0.56	0.90	
Lu	0.050		0.081		0.036	0.074	0.13	
Y	10.58		12.78		9.25	10.7	17.1	
ΣREE	1601.3		1750.3		1168.6	1716.2	861.6	
$(La/Yb)_N$	780.4		443.2		792.1	513.0	155.8	
Eu/Eu*	0.34		0.18		0.51	0.26	0.29	

注：$Eu/Eu^*=Eu_N/(Sm_N*Gd_N)^{1/2}$　$Fe^*=FeO^{tot}/FeO^{tot}+MgO$

球粒陨石和原始地幔标准化值据 Sun and Mcdonough, 1989

表 4-2 格罗夫山花岗岩类主量(wt%)、微量元素(μg/g)分析结果

Table 4-2 Major and trace element compoitions of the granitoids from Grove Mountains

样号	DN2-1	DN5-3	DN6-2	E1-1	E2-1	HM1-2	HM2-6	HM2-8	WR3-5	BN1-3
岩性	I类花岗岩			II类花岗岩				花岗闪长岩脉		
SiO_2	69.61	73.36	71.62	68.55	68.49	70.04	71.72	68.04	66.89	64.85
TiO_2	0.77	0.23	0.40	0.87	0.85	0.38	0.47	0.79	0.91	1.15
Al_2O_3	14.31	13.74	14.13	13.39	13.51	14.07	13.87	13.89	13.77	14.19
Fe_2O_3	1.94	0.85	1.89	2.01	1.65	1.79	1.80	2.93	2.04	2.78
FeO	1.44	0.61	0.54	2.66	2.82	0.50	0.92	1.89	3.00	3.29
MnO	0.06	0.02	0.03	0.07	0.06	0.03	0.04	0.07	0.06	0.10
MgO	0.80	0.27	0.43	0.89	0.87	0.58	0.48	0.69	0.77	1.15
CaO	2.18	1.31	1.68	2.35	2.28	1.58	1.38	2.07	2.41	2.93
Na_2O	3.02	3.09	3.16	2.81	2.85	2.19	3.22	2.68	2.89	2.89
K_2O	5.28	5.63	5.45	4.99	5.30	7.28	5.39	5.92	5.86	5.16
P_2O_5	0.27	0.05	0.12	0.25	0.25	0.25	0.13	0.21	0.21	0.38
CO_2	0.09	0.14	0.12	0.26	0.35	0.09	0.14	0.09	0.11	0.14
H_2O^+	0.58	0.38	0.46	0.36	0.32	0.56	0.60	0.54	0.60	0.60
Total	100.35	99.68	100.03	99.46	99.6	99.34	100.16	99.81	99.52	99.61
K_2O+Na_2O	8.3	8.72	8.61	7.8	8.15	9.47	8.61	8.6	8.75	8.05
K_2O/Na_2O	1.75	1.82	1.72	1.78	1.86	3.32	1.67	2.21	2.03	1.79
A/CNK	0.98	1.01	1.00	0.94	0.93	0.98	1.02	0.95	0.89	0.91
A/NK	1.34	1.23	1.27	1.34	1.30	1.23	1.25	1.28	1.24	1.37
Fe*	0.80	0.84	0.84	0.83	0.83	0.78	0.84	0.87	0.86	0.83
Sc	7.28	1.27	2.83	9.36	8.99	2.45	3.95	11.2	11.5	12.6
V	41.1	12.2	23.4	40.2	38.6	19.6	22.0	26.2	29.3	52.2
Cr	7.32	5.93	4.69	5.38	5.25	2.30	3.48	1.83	3.09	6.22
Co	6.28	1.97	3.18	6.69	6.26	4.12	4.01	5.45	6.28	10.6
Ni	2.43	2.63	1.9	2.20	2.29	2.63	1.61	1.9	2.21	3.77
Cu	3.73	1.7	3.88	9.40	9.84	2.46	4.34	5.30	8.22	26.1
Zn	70.8	41.8	49.7	97.6	90.7	36.0	54.5	93.0	95.6	122
Ga	24.1	23.4	22.9	26.80	27.0	20.5	24.6	25.3	27.9	26.4
Rb	260	282	210	271	257	309	251	223	193	157
Sr	343	196	246	226	209	349	164	192	220	441
Ba	1500	827	1105	1179	1218	2181	854	1663	1903	2685
Pb	57.4	62	49.8	45.2	52.2	60.0	49.1	41.5	44.6	50.0
Th	14.7	14.4	77.5	81.7	120	19.0	86.1	7.53	7.76	17.6
U	3.88	2.11	2.25	6.58	8.84	3.55	5.78	1.12	0.97	1.11
Nb	31.4	8.20	10.4	45.7	49.5	5.82	22.9	41.4	43.7	46.7
Ta	1.83	0.412	0.463	2.40	3.09	0.311	0.768	1.57	1.71	1.91
Zr	420	248	354	767	654	552	341	878	1116	1109
Hf	11.1	6.84	9.46	17.2	18.1	15.7	10.3	23.2	29.5	28.6
K/Rb	168.58	165.74	215.44	152.86	171.20	195.58	178.27	220.38	252.06	272.84
Rb/Sr	0.76	1.44	0.85	1.20	1.23	0.89	1.53	1.16	0.88	0.36
Th/U	3.79	6.82	34.44	12.42	13.57	5.35	14.90	6.72	8.00	15.86
$10^4Ga/Al$	3.18	3.22	3.06	3.78	3.78	2.75	3.35	3.44	3.83	3.52
La	63.2	38.1	70.5	323	349	98.5	173	144	161	294
Ce	137	69.3	190	533	524	155	211	248	285	437
Pr	15.7	7.01	13.8	60.6	66.0	20.1	39.1	34.1	40.5	61.7
Nd	55.7	22.5	45.2	207	209	70.5	129.3	121	150	227
Sm	9.17	3.92	5.90	26.6	28.0	10.1	16.9	18.4	22.7	29.3
Eu	2.18	1.20	1.27	2.03	2.05	2.61	1.51	2.40	3.21	3.80
Gd	7.66	3.31	5.25	21.9	23.3	8.36	13.5	16.2	18.6	23.4
Tb	0.989	0.420	0.520	2.60	2.77	0.98	1.65	2.01	2.25	2.65
Dy	5.31	2.10	2.51	13.9	15.1	4.49	7.94	11.3	11.9	13.6
Ho	1.00	0.321	0.493	2.69	2.98	0.843	1.41	2.24	2.21	2.52
Er	2.58	1.05	1.03	5.81	6.6	2.17	3.18	4.64	4.49	5.19
Tm	0.402	0.154	0.150	0.816	0.936	0.340	0.447	0.660	0.598	0.694
Yb	2.53	0.962	1.05	5.31	6.1	2.13	2.64	4.29	3.85	4.44
Lu	0.392	0.156	0.155	0.723	0.815	0.389	0.406	0.612	0.543	0.625
Y	28.4	10.8	12.4	73.3	82.5	22.1	31.9	60.6	51.5	60.3
ΣREE	332.213	161.303	350.228	1279.279	1319.151	398.612	633.883	670.452	758.351	1166.219
$(La/Yb)_N$	17.9	28.4	48.2	43.6	41.1	33.2	47.0	24.1	30.0	47.5
Eu/Eu*	0.78	1.00	0.69	0.25	0.24	0.86	0.30	0.42	0.47	0.44

注：$Eu/Eu^*=Eu_N/(Sm_N*Gd_N)^{1/2}$；$Fe^*=FeO^{tot}/FeO^{tot}+MgO$

球粒陨石和原始地幔标准化值据 Sun and Mcdonough, 1989

续表 4-2 格罗夫山花岗岩类主量(wt%)、微量元素(μg/g)分析结果

样号	HM7-1	HM1-1	HM1-8	HM4-1	HM6-1	GE5-3	WR6-3
岩性	紫苏花岗岩					紫苏花岗闪长岩脉	
SiO_2	55.09	58.69	57.46	56.33	59.45	62.57	61.61
TiO_2	3.03	2.32	2.57	2.87	2.21	1.35	1.8
Al_2O_3	14.42	14.21	13.73	13.84	14.02	14.51	14.26
Fe_2O_3	3.58	2.66	2.36	2.45	2.20	1.62	2.38
FeO	7.01	6.11	6.58	7.28	5.96	4.29	5.07
MnO	0.15	0.12	0.12	0.14	0.11	0.07	0.10
MgO	2.39	2.30	2.38	2.75	2.18	1.41	1.55
CaO	5.85	5.26	5.35	5.82	4.96	3.78	4.17
Na_2O	3.10	2.95	2.98	2.77	2.98	3.12	3.13
K_2O	3.10	3.43	3.48	3.04	3.63	4.98	4.35
P_2O_5	1.21	0.88	0.95	1.14	0.82	0.45	0.65
CO_2	0.26	0.09	1.23	0.18	0.12	0.61	0.09
H_2O^+	0.60	0.46	0.60	0.72	0.80	0.64	0.42
Total	99.79	99.48	99.79	99.33	99.44	99.4	99.58
K_2O+Na_2O	6.2	6.38	6.46	5.81	6.61	8.1	7.48
K_2O/Na_2O	1.00	1.16	1.17	1.10	1.22	1.60	1.39
A/CNK	0.76	0.78	0.75	0.75	0.79	0.83	0.82
A/NK	1.71	1.66	1.58	1.76	1.59	1.38	1.45
Fe*	0.81	0.79	0.79	0.78	0.78	0.80	0.82
Sc	16.7	16.0	14.9	15.6	13.4	11.2	15.1
V	121	122	130	147	113	68.5	88.5
Cr	16.0	26.3	24.9	27.8	19.5	7.85	9.66
Co	20.4	19.5	20.9	25.2	19.2	10.2	13.0
Ni	9.31	10.4	10.9	15.9	10.1	3.95	4.37
Cu	25.4	27.2	28.4	27.9	22.9	19.9	16.3
Zn	158	145	154	155	132	115	128
Ga	27.1	27.6	28.6	24.8	26.4	27.4	28.1
Rb	75.4	84.0	142	106	124	161	151
Sr	653	455	497	814	548	554	368
Ba	2009	1806	1531	2056	1645	2734	2121
Pb	33.6	40.9	40.0	47.3	36.1	47.3	41.9
Th	7.94	25.5	22.4	13.1	14.8	12.5	11.4
U	1.33	2.73	2.96	1.98	2.83	0.726	1.29
Nb	80.9	48.5	46.7	52.2	43.7	46.3	66.8
Ta	4.06	2.65	2.65	2.87	2.53	1.99	3.19
Zr	679	757	621	426	523	1066	1107
Hf	16.3	19.8	16.5	10.7	13.7	23.7	29.6
K/Rb	341.31	338.98	203.44	238.08	243.02	256.78	239.15
Rb/Sr	0.12	0.18	0.29	0.13	0.23	0.29	0.41
Th/U	5.97	9.34	7.57	6.62	5.23	17.22	8.84
10^4Ga/Al	3.55	3.67	3.94	3.39	3.56	3.57	3.72
La	172	198	199	183	158	261	195
Ce	311	366	370	324	284	456	371
Pr	39.9	46.6	45.2	39.7	35.7	57.9	50.4
Nd	147	165	160	143	127	208	185
Sm	21.8	23.4	23.0	20.7	18.8	25.9	27.9
Eu	3.99	3.66	3.72	4.01	3.33	3.79	3.67
Gd	18.4	18.9	18.6	16.8	15.8	20.4	22.6
Tb	2.12	2.13	2.08	1.84	1.83	2.10	2.60
Dy	1.08	11.0	10.6	9.11	9.36	10.0	13.3
Ho	2.03	2.09	1.96	1.66	1.76	1.81	2.48
Er	4.10	4.32	4.03	3.41	3.65	3.71	5.12
Tm	0.567	0.603	0.555	0.472	0.498	0.479	0.684
Yb	3.67	3.96	3.60	3.04	3.21	3.16	4.30
Lu	0.517	0.556	0.504	0.425	0.453	0.443	0.614
Y	51.5	53.0	50.8	42.1	44.9	43.0	58.6
ΣREE	779.674	899.219	893.649	793.267	708.291	1097.692	943.268
$(La/Yb)_N$	33.6	35.9	39.7	43.2	35.3	59.2	32.5
Eu/Eu*	0.60	0.52	0.54	0.65	0.58	0.50	0.44

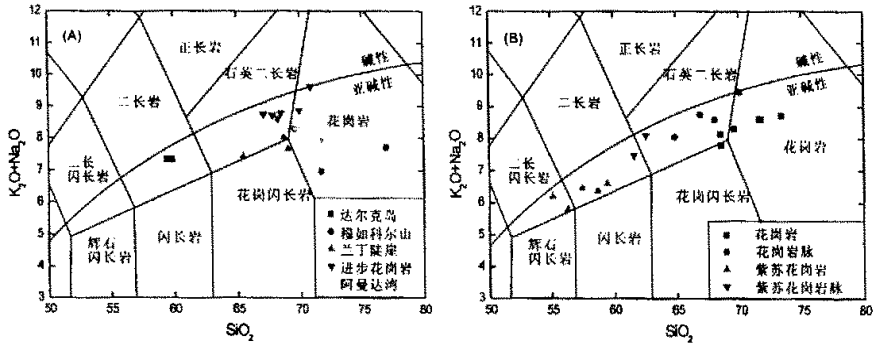
注：$Eu/Eu^*=Eu_N/(Sm_N*Gd_N)^{1/2}$；$Fe^*=FeO^{tot}/FeO^{tot}+MgO$

球粒陨石和原始地幔标准化值据 Sun and Mcdonough, 1989

第二节 主量元素特征

一、普里兹湾地区

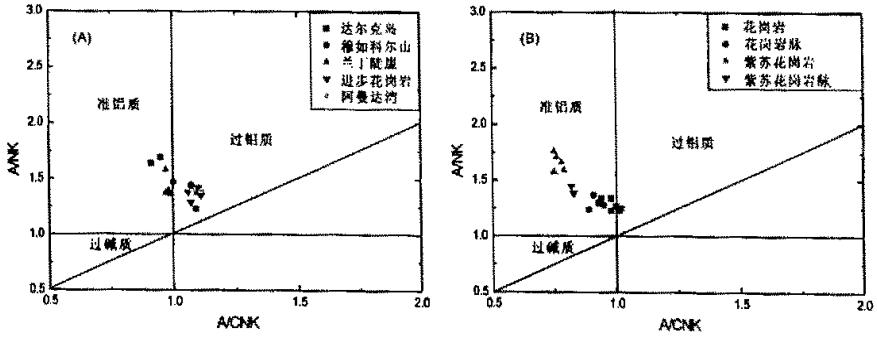
普里兹湾地区花岗岩类主要为石英二长岩和花岗岩，SiO_2=59.41%~76.92%，Al_2O_3=11.45%~15.85%，CaO=0.66%~4.14%，K_2O=4.08%~7.06%，Na_2O=1.72%~2.67%，全碱含量高(K_2O+Na_2O=6.97%~9.61%)，富钾(K_2O/Na_2O=1.76~3.68)，FeO=0.86%~4.04%，Fe_2O_3=0.44%~6.87%，MgO=0.08%~1.91%，$Fe^*(FeO^{tot}/FeO^{tot}+MgO)$值高(0.76~0.96)，$TiO_2$=0.26%~1.97%，$P_2O_5$=0.04%~0.70%。样品在花岗质岩石的TAS分类图解中，除达尔克花岗岩(001-1)落在二长岩区域外，大部分样品落入石英二长岩和花岗岩的范围中，并且所有样品都分布在碱性系列与亚碱性系列分界线以下(图4-1A)。铝饱和指数A/CNK=0.91~1.11，具有准铝质一过铝质的特点(图4-2A)。



A 普里兹湾地区　　B 格罗夫山地区

图4-1 普里兹带花岗质岩石的TAS分类图解(据Middlemost, 1994；系列界限据Irvine and Baragar,1971)

Fig.4-1 TAS classification of granitoids from Prydz Belt (after Middlemost,1994)



A 普里兹湾地区　　B 格罗夫山地区

图4-2 普里兹带花岗岩A/NK-A/CNK图解(据Maniar and Piccoli, 1989)

Fig.4-2 Plot of A/NK vs. A/CNK for granitoids from Prydz Belt (after Maniar and Piccoli, 1989)

二、格罗夫山地区

格罗夫山地区花岗岩类主要有花岗岩、花岗闪长岩脉，紫苏花岗岩，紫苏花岗岩脉。SiO_2=55.89~73.88%，Al_2O_3＝13.39%~14.72%，CaO=0.62%~5.85%，K_2O＝3.04%~7.62%，Na_2O＝2.19%~3.22%，全碱含量高(K_2O+Na_2O=5.81%~10.67%)，富钾(K_2O/Na_2O=1~3.32)，FeO=0.23%~7.82%，Fe_2O_3=0.21%~3.58%，MgO=0.14%~2.75%，Fe*(FeO^{tot}/FeO^{tot}+MgO)值高(0.75~0.87)，TiO_2=0.1%~3.03%，P_2O_5=0.03%~1.21%。随 SiO_2 含量升高，K_2O 含量和全碱含量有逐渐升高的趋势。紫苏花岗岩相对于花岗岩有较高的CaO,TiO_2,P_2O_5和较低的SiO_2含量。在花岗质岩石的 TAS 分类图解中，样品从二长闪长岩、二长岩、石英二长岩到花岗岩都有分布，所有样品都分布在碱性系列与亚碱性系列分界线以下靠近分界线的区域(图 4-1B)。铝饱和指数 A/CNK=0.75~1.03，具有准铝质－弱过铝质的特点(图 4-2B)。

普里兹带花岗岩类(普里兹湾和格罗夫山)的共同特征是全碱含量高，K_2O/Na_2O 高(>1)，K_2O 和 FeO^{tot} 高(相对 Na_2O 和 MgO 来说)，低 TiO_2 和 P_2O_5，属于准铝质－弱过铝质花岗岩类。在 Harker 图解中，格罗夫山花岗岩类的氧化物含量与 SiO_2 有明显的线性相关，FeO^{tot}、MgO、TiO_2、CaO 和 P_2O_5 随 SiO_2 升高呈下降趋势，K_2O 含量随 SiO_2 升高呈上升趋势，Al_2O_3 和 Na_2O 与 SiO_2 含量没有明显相关性，表明存在橄榄石、辉石、磷灰石和钛铁矿的显著分离结晶作用；普里兹湾地区花岗岩类的氧化物除 TiO_2 和 P_2O_5 外与 SiO_2 线性相关不明显，并且在 Harker 图解中有一间断。整体上普里兹带花岗岩类除了个别样品落在高钾的钙碱性区域外，大部分样品落在橄榄玄粗岩系的区域中(图 4-3)。格罗夫山花岗岩比普里兹湾花岗岩富钠，在 K_2O-Na_2O 图解中，格罗夫山花岗岩主要落在橄榄玄粗岩系,但普里兹湾花岗岩除达尔克花岗岩外均落在在超钾系列范围中(图 4-4)。在 FeO^{tot}/FeO^{tot} + MgO-SiO_2 图解中，所有的普里兹带花岗岩类均落在富铁的 A 型花岗岩的范围(图 4-5)，其中格罗夫山花岗岩 Fe*值相对集中(0.76~0.87)，并没有随 SiO_2 含量的升高有明显升高，说明在岩浆演化过程中分异作用并未起到主要作用，但在普里兹湾地区高 SiO_2 含量的样品 Fe*值可高达 0.96，表现出强烈分异演化的特点。在主量元素分类图解中除几个样品落在高分异的钙碱性岩区外，大部分样品(SiO_2>68%)落在碱性岩和高分异的钙碱性岩的范围(图 4-6)。

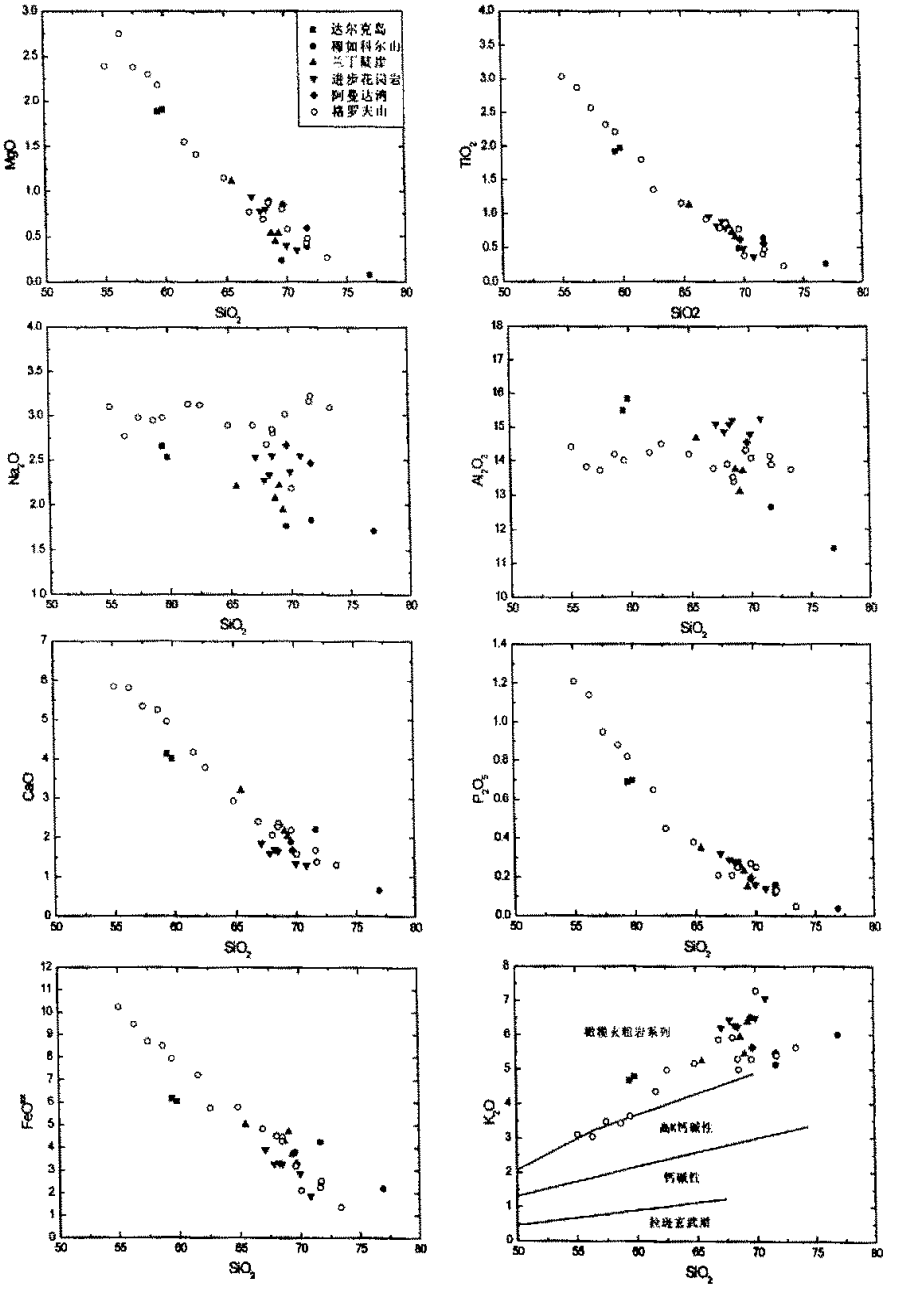


图 4-3　普里兹带花岗岩类 Harker 图解(其中 K_2O-SiO_2 界限据 Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig.4-3　Harker diagrams for granitoids from Prydz Belt (K_2O-SiO_2 after Peccerillo and Taylor, 1976)

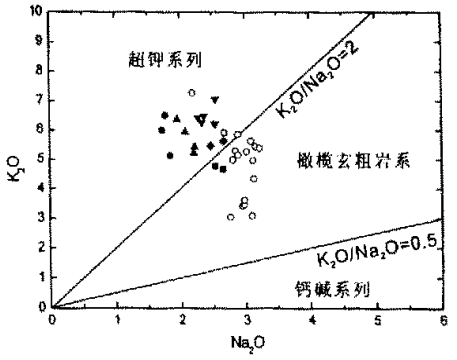


图 4-4 K_2O-Na_2O 图解(据 Turner et al.,1996; 符号同图 4-3)

Fig.4-4 K_2O-Na_2O diagram for granitoids from Prydz Belt(after Turner et al., 1996)

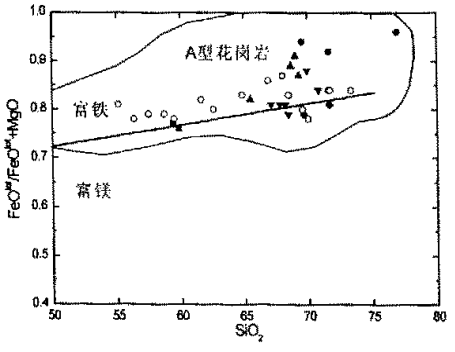


图 4-5 $FeO^{tot}/FeO^{tot}+MgO$-SiO_2 图解(据 Frost, 2001; 符号同图 4-3)

Fig.4-5 $FeO^{tot}/FeO^{tot}+MgO$-SiO_2diagram for granitoids from Prydz Belt (After Frost, 2001)

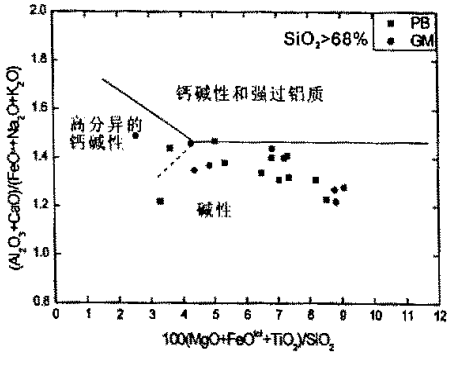


图 4-6 主量元素分类图解(PB-普里兹湾; GM-格罗夫山; 据 Sylvester, 1989)

Fig 4-6 Major element discrimination from Prydz Belt (after Sylvester, 1989)

第二节 稀土及微量元素特征

一、普里兹湾地区

普里兹湾地区花岗岩稀土元素总量高，变化范围大(∑REE＝309.7~1750.3 ppm)，总体表现为轻稀土富集重稀土亏损的右倾分布模式(图 4-7)，具有中等－强的铕负异常(δEu＝0.19~0.78)。按照稀土分馏程度可分为两类：一类花岗岩包括兰丁花岗岩和穆如科尔山花岗岩，它们的∑LREE/∑HREE 相对较低(6.5~23.8)，轻重稀土分异相对不明显($(La/Yb)_N$＝6.7~75.5)；另一类花岗岩包括达尔克花岗岩、阿曼达花岗岩和进步花岗岩，它们的∑LREE/∑HREE 相对较高(32.2~56.6)，轻重稀土均明显分异($(La/Yb)_N$＝155.8~792.1)。达尔克花岗岩(001-1)和阿曼达花岗岩(100-1)与进步花岗岩的稀土分布模式极其相似，表明他们可能是同源岩浆演化的产物或是有相同的源区。普里兹湾地区花岗岩的铕负异常并不随 SiO_2 含量而变化，说明铕负异常主要不是由斜长石的分离结晶引起的，更可能是保留了原岩因斜长石残留而显示铕负异的特征。低 HREE 含量可能反映源区有石榴石的残余。

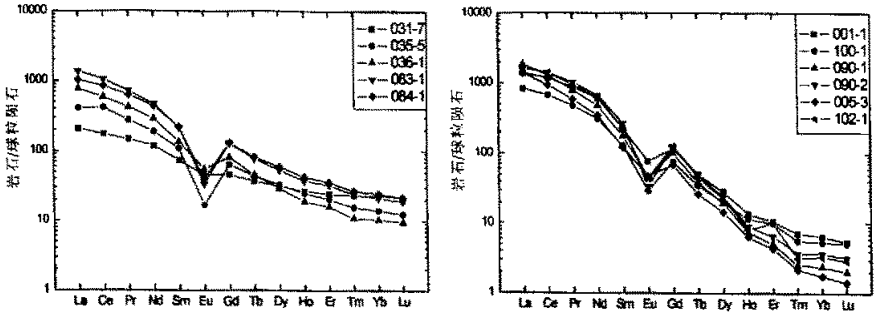


图 4-7 普里兹湾花岗岩稀土元素球粒陨石标准化(Sun and Mcdonough, 1989)分布模式

Fig.4-7 Chondrite-normalized (Sun and Mcdonough, 1989) REE distribution pattern for granitoids from Prydz Bay

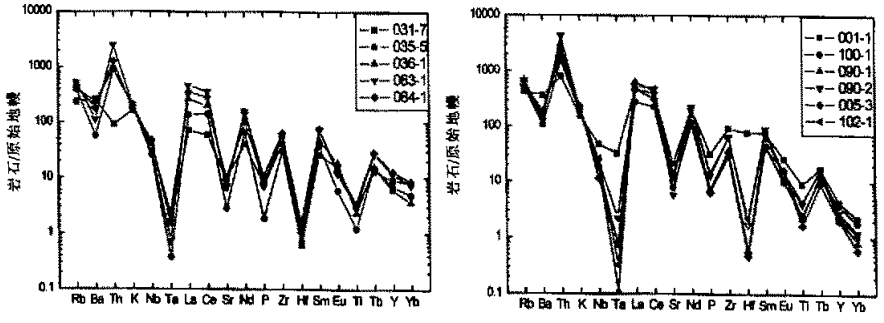


图 4-8 普里兹湾花岗岩微量元素原始地幔标准化(Sun and Mcdonough, 1989)蛛网图

Fig.4-8 Primitive mantle normalized (Sun and Mcdonough, 1989) spidergram for granitoids from Prydz Bay

所有花岗岩类均富集 Rb、Ba、Th 和 K 等大离子亲石元素(表 4-1)，在微量元素标准化

蛛网图中呈现 Ba、Ta、Hf、Sr、P 和 Ti 的负异常(图 4-8)。普里兹湾花岗岩微量元素 Sr、

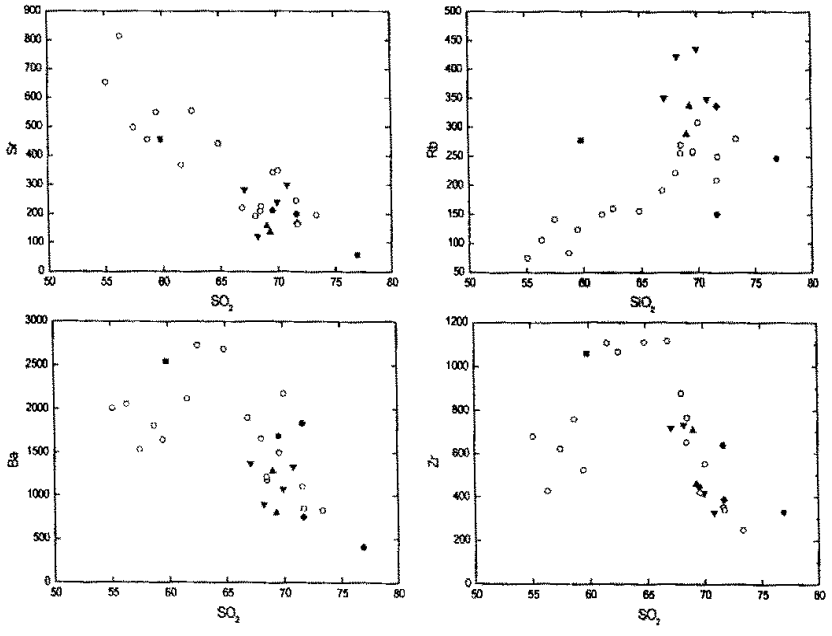


图 4-9　Sr,Rb,Ba,Zr-SiO_2 图解(符号同图 4-3)

Fig.4-9　Sr,Rb,Ba,Zr-SiO_2diagrams for granitoids from Prydz Belt

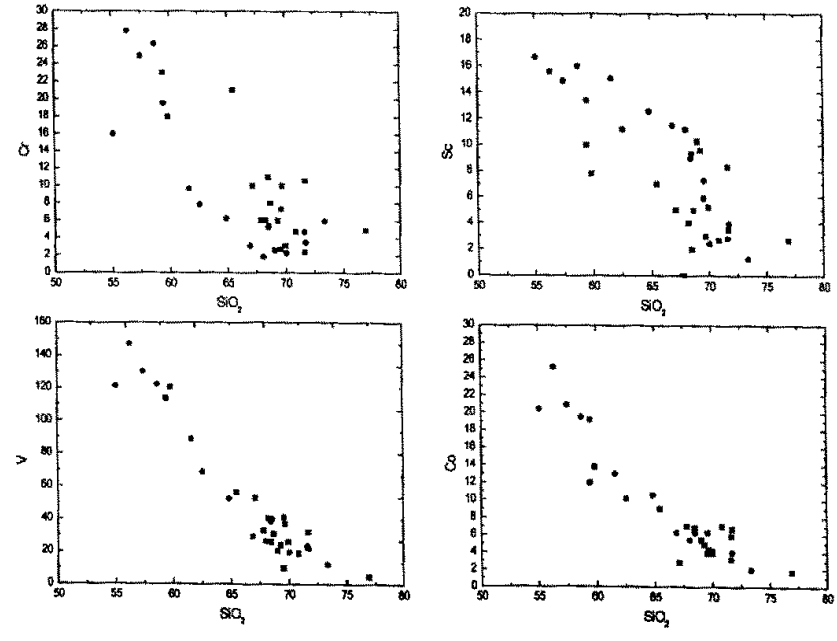


图 4-10　Cr,Sc,V,Co-SiO_2 图解(符号同图 4-6)

Fig.4-10　Cr,Sc,V,Co -SiO_2diagrams for granitoids from Prydz Belt

Ba、Rb 和 Zr 并未随 SiO_2 含量变化而变化(图 4-8)。此外，普里兹湾地区花岗岩具有高的 Th/U 比值(10.99~80.35)，远高于地壳平均值(≈3.8; Taylor et al., 1985)。Rb/Sr 比值(0.52~4.24)远高于地幔平均值(约 0.025)，表明岩浆经历了强烈的分异演化。普里兹湾花岗岩类具有低 Ni (1.6~28ppm)、Cr (2.4~23ppm)含量，相容元素 Cr、Co、V 和 Sc 与 SiO_2 含量相关性不明显(图 4-10)。

二、格罗夫山地区

格罗夫山地区花岗岩稀土元素总量高，变化范围大(∑REE＝161~1279 ppm)。其中花岗岩可分为两类：一类花岗岩侵位于紫苏花岗岩中，稀土含量较低(161~350ppm)，具有弱的负铕异常或无铕异常(δEu＝0.69~1)；另一类花岗岩侵位于正片麻岩中，稀土含量较高(398~1279ppm)，具有强－弱的负铕异常(δEu＝0.24~0.86)。花岗岩脉稀土含量高(670~1166 ppm)，显示中等的负铕异常(δEu＝0.42~0.47)。随 SiO_2 含量的升高，花岗岩稀土总量先升高达到最大然后降低，δEu 相反先降低再升高达到最大，表明岩浆演化过程中斜长石和副矿物的分离结晶起重要作用。紫苏花岗岩和紫苏花岗岩脉稀土分布模式一致，稀土含量高(708~1098ppm)，具有中等程度的负铕异常(δEu＝0.44~0.65)。所有花岗岩均表现为轻稀土富集重稀土亏损的右倾分布模式(图 4-11)，轻重稀土分异明显，$(La/Yb)_N$ 较高(18~59)。

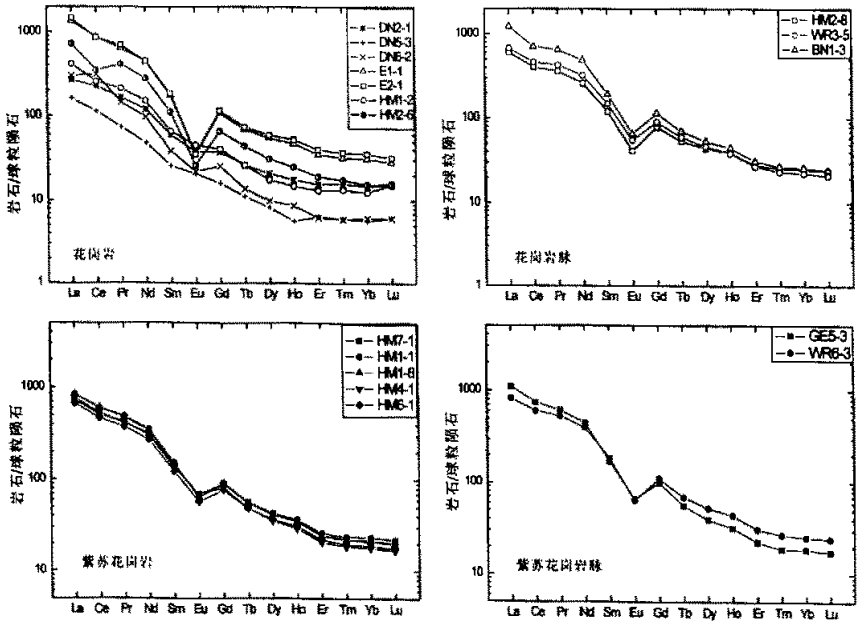


图 4-11 格罗夫山花岗岩稀土元素球粒陨石标准化(Sun and Mcdonough, 1989)分布模式

Fig.4-11 Chondrite-normalized (Sun and Mcdonough, 1989) REE distribution pattern for granitoids from the Grove Mountains

在微量元素原始地幔标准化蛛网图中(图 4-12)，所有花岗岩均富集均富集 Rb、Ba、Th 和 K 等大离子亲石元素，显示 Sr 和 Nb、Ta、Ti、 P 等高场强元素不同程度的负异常，这可能与斜长石、磷灰石、钛铁矿或金红石的分离结晶有关。有的花岗岩还显示 Ba 的负异常以及极高的 Th 值，与普里兹湾花岗岩类相似。格罗夫山花岗岩随 SiO_2 含量的升高，Rb 含量升高而 Sr 含量降低(图 4-9)，导致 K/Rb 比值降低和 Rb/Sr 比值升高，说明地壳岩石的混染起了很大作用。Sr、Zr 含量随 SiO_2 含量的升高先是升高达到最大值，随后逐渐降低。有的样品具有极高的 Th 和高 Th/U 比值(3.8~34.4)。Zr 含量很高(248~1116 ppm)，暗示紫苏花岗岩可能是在极高的温度下形成的。Cr、Co、V 和 Sc 等相容元素含量与 SiO_2 含量呈良好的负线性相关(图 4-10)。另外，花岗岩还具有高的 Ga (20.5~28.6ppm)和 Y 值(10.8~82.5ppm)。

与紫苏花岗岩相比,花岗岩具有更低的 Sr、 Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素含量和更低的 Cr、Co、V 和 Sc 等相容元素含量。考虑到格罗夫山紫苏花岗岩与花岗岩相似的稀土和微量元素分布图形，加上各氧化物与相容元素与 SiO_2 含量良好的线性关系，可以判断二者在成因上有密切关系。紫苏花岗岩脉与紫苏花岗岩具有相似的稀土分布模式，在微量元素蛛网图中相比紫苏花岗岩有更低的 Nb、Sr、P 和 Ti，表明二者是同源岩浆演化的产物，但紫苏花岗岩脉经历了更强的分离结晶作用。

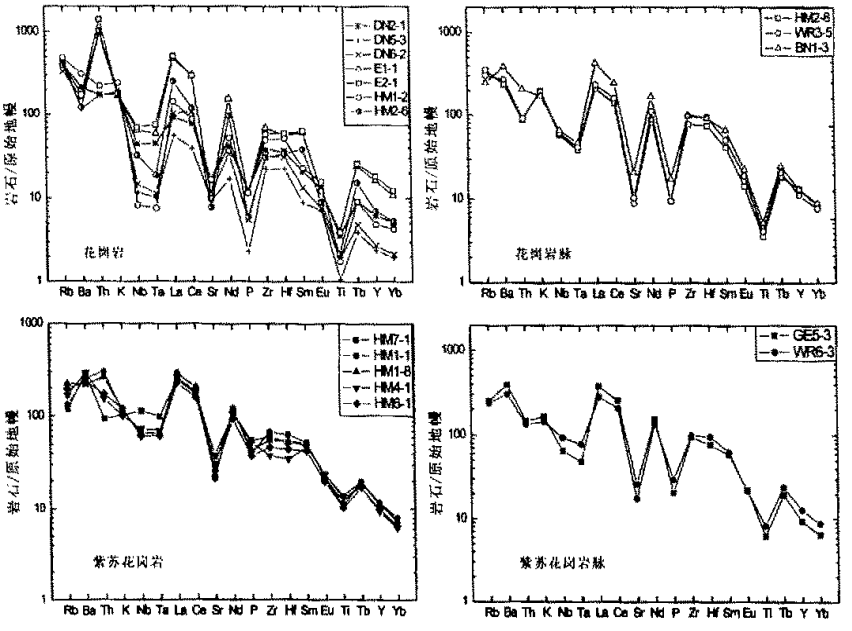


图 4-12　格罗夫山花岗岩微量元素原始地幔标准化(Sun and Mcdonough, 1989)蛛网图

Fig.4-12　Primitive mantle normalized (Sun and Mcdonough, 1989) spidergram for granitoids from the Grove Mountains

第三节 同位素特征

由于岩浆的同位素比值在其分异过程中保持恒定，岩浆岩的同位素比值代表了源区的特征。从 Isr - $\varepsilon_{Nd}(t)$图解(图 4-13)中可以看出，普里兹湾花岗类岩样品的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值变化范围较大，在 0.7075~0.7246 之间。其中阿曼达花岗岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值最大(0.7246)，Meknattane 岛峰花岗岩(035-5)的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值最小(0.7075)；格罗夫山地区花岗岩类的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值相对集中，在 0.7095~0.7156 之间(表 5-3)。普里兹带花岗岩类 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 的比值集中在 0.511559~0.511914 之间，$\varepsilon_{Nd}(t)$值低，变化范围在-12.93~ -9.44 之间；格罗夫山花岗岩类 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 的比值集中在 0.511629~0.511817 之间，$\varepsilon_{Nd}(t)$值低，变化范围在-13.37~ -9.17 之间。格罗夫山花岗岩的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 的比值比紫苏花岗岩略高一些。利用两阶段模式计算出普里兹带 Nd 同位素模式年龄在 2.0~2.3Ga(代表了平均地壳的残留年龄)，可能与早元古代古老地壳物质的再循环有关。

同位素分析结果表明，普里兹带花岗岩类岩浆来源主要是富集地幔，但可能受到壳源物质不同程度的混染。普里兹湾地区花岗岩类的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值变化范围较大，反映了源岩的 Sr 同位素组成的不均一，也可能受到成岩后地质作用的影响。阿曼达花岗岩高 Sr 初始比值也有可能是岩浆经长期分异演化的结果，因为岩浆的长期分离结晶可导致晚期结晶相 Sr 初始比值偏高(刘昌实, 1991)。值得一提的是，拉斯曼丘陵地区花岗岩的 Nd 同位素模式年龄与该区片麻岩的 1.7~2.1 Ga 的 Nd 同位素模式年龄趋于一致(Sheraton et al., 1984; Zhao et al., 1995)，从而花岗岩在成因上可能与该区片麻岩相联系。

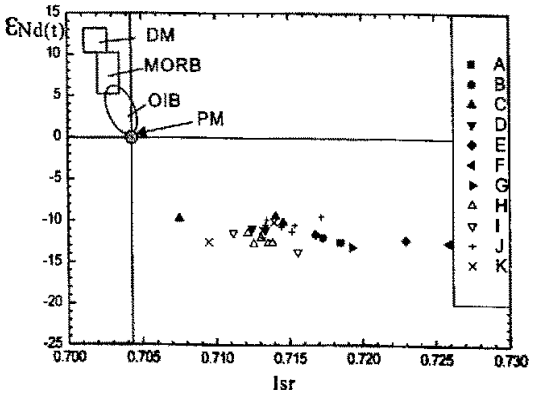


图 4-13 普里兹带花岗岩类 Isr - $\varepsilon_{Nd}(t)$图解

图中: DM-亏损地幔; MORB-洋脊玄武岩; OIB-洋岛玄武岩; PM-原始地幔; A-达尔克岛; B-维克岛; C-穆如科尔山; D-兰丁陡崖; E-米洛半岛; F-阿曼达湾; G-斯泰因半岛; H-格罗夫山紫苏花岗岩; I-格罗夫山紫苏花岗岩脉; J-格罗夫山花岗岩; K-格罗夫山花岗岩脉

Fig. 4-13 Isr - $\varepsilon_{Nd}(t)$ diagrams for granitoids from Prydz Belt

表 4-3 普里兹带花岗岩类 Sr-Nd 同位素组成

Table4-3 Sr-Nd isotopic composition of the granitoids from Prydz Belt

Sample	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	err	I_{Sr}	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	err	T(Ma)	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$\varepsilon_{Nd}(t)$	$f_{Sm/Nd}$	T^1_{DM}(Ma)	T^2_{DM}(Ma)
普里兹湾																	
001-1	277.4	454.7	1.761	0.731067	±13	0.7185	34.15	285.19	0.0724	0.511587	±13	501	-20.50	-12.56	-0.63	1683	2246
005-3	349.1	299.7	3.361	0.741258	±10	0.7165	18.56	161.75	0.0694	0.511603	±13	516	-20.19	-11.81	-0.65	1631	2197
031-7	151.3	199.3	2.191	0.729667	±13	0.7141	11.29	55.47	0.1232	0.511914	±12	500	-14.12	-9.44	-0.37	2073	1989
035-5	247.7	58.4	12.241	0.794689	±13	0.7075	16.55	88.19	0.1135	0.511865	±12	500	-15.08	-9.78	-0.42	1949	2017
036-1	258.0	212.2	3.509	0.739620	±13	0.7146	20.70	134.35	0.0932	0.511777	±13	500	-16.80	-10.20	-0.53	1732	2052
083-1	337.4	136.3	7.144	0.764334	±10	0.7134	33.08	219.07	0.0914	0.511723	±13	500	-17.85	-11.13	-0.54	1773	2128
084-1	289.4	156.7	5.332	0.750440	±11	0.7125	33.65	204.53	0.0995	0.511761	±13	500	-17.11	-10.91	-0.49	1849	2110
090-1	436.1	239.9	5.247	0.754187	±11	0.7156	26.82	222.14	0.0731	0.511637	±7	516	-19.53	-11.39	-0.63	1636	2163
090-2	423.1	121.3	10.065	0.794713	±14	0.7207	40.79	313.06	0.0788	0.511623	±10	516	-19.80	-12.04	-0.60	1721	2216
100-1	337.1	167.5	5.807	0.767267	±13	0.7246	19.83	144.36	0.0831	0.511620	±10	516	-19.86	-12.38	-0.58	1781	2243
102-1	350.9	281.9	3.593	0.744884	±11	0.7185	35.15	291.34	0.0730	0.511558	±13	516	-21.07	-12.93	-0.63	1720	2288
格罗夫山																	
HM1-1	129.3	497.1	0.747	0.718891	±11	0.7131	25.86	164.60	0.0951	0.511653	±11	547	-19.21	-12.13	-0.52	1918	2247
HM1-8	136.8	454.6	0.866	0.720111	±16	0.7134	24.98	150.11	0.1007	0.511673	±8	547	-18.82	-12.13	-0.49	1986	2246
HM4-1	103.9	764.8	0.391	0.715353	±11	0.7123	22.59	137.66	0.0993	0.511662	±10	547	-19.04	-12.25	-0.50	1976	2256
HM6-1	132.8	533.2	0.720	0.718190	±14	0.7126	20.20	120.10	0.1018	0.511708	±11	547	-18.14	-11.52	-0.48	1958	2197
HM7-1	79.0	622.6	0.367	0.714786	±16	0.7119	23.38	139.67	0.1014	0.511737	±9	547	-17.58	-10.93	-0.48	1912	2149
GE5-3	175.3	551.3	0.914	0.717742	±14	0.7108	27.67	184.87	0.0906	0.511702	±11	533	-18.26	-11.05	-0.54	1788	2148
WR6-3	166.1	401.8	1.190	0.724072	±14	0.7150	31.44	183.41	0.1038	0.511629	±6	533	-19.68	-13.37	-0.47	2102	2335
DN2-1	272.2	347.9	2.253	0.729231	±17	0.7131	10.28	55.90	0.1131	0.511747	±9	503	-17.38	-12.02	-0.43	2118	2201
DN5-3	284.3	209.2	3.919	0.743295	±14	0.7152	4.10	22.41	0.1109	0.511817	±11	503	-16.02	-10.51	-0.44	1970	2079
DN6-2	206.9	240.3	2.468	0.731063	±13	0.7134	6.88	45.19	0.0922	0.511789	±11	503	-16.56	-9.86	-0.53	1703	2028
HM1-2	337	396.1	2.450	0.732635	±13	0.7151	10.18	67.16	0.0918	0.511715	±13	503	-18.00	-11.28	-0.53	1789	2142
HM2-6	264.6	177.8	4.281	0.747687	±14	0.7156	18.82	126.6	0.0900	0.511801	±12	526	-16.33	-9.17	-0.54	1658	1990
E1-1	282.2	225.8	3.598	0.739052	±11	0.7121	29.41	192.05	0.0927	0.511755	±12	526	-17.22	-10.25	-0.53	1753	2078
E2-1	293.9	241.2	3.516	0.739595	±14	0.7132	30.07	195.51	0.0931	0.511749	±18	526	-17.34	-10.39	-0.53	1766	2089
BN1-3	214.8	458.8	1.345	0.719130	±15	0.7095	32.53	213.44	0.0923	0.511650	±16	501	-19.27	-12.61	-0.53	1878	2248
HM2-8	227.2	191.3	3.428	0.738437	±11	0.7140	21.45	123.25	0.1053	0.511815	±8	501	-16.05	-10.22	-0.46	1872	2054
WR3-5	226.3	252.2	2.61	0.731804	±10	0.7132	29.43	169.72	0.1050	0.511765	±10	501	-17.03	-11.17	-0.47	1936	2131

第五章 东南极普里兹带花岗岩类的成因类型及构造环境

第一节 花岗岩的分类

花岗岩是地壳的重要组成部分，由于其源区、生成次序及岩浆演化过程的复杂性，不同地区的花岗岩在分布、矿物组合、地球化学特征上都有很大差别，如何对花岗岩进行科学分类成为研究花岗岩的首要问题。目前常用的分类方法有以下几种：

(1)S 型和 I 型花岗岩

Chappell 和 White(1974)在研究西澳大利亚 Lachlan 褶皱带中识别出 S 型和 I 型两类花岗岩。S 型花岗岩为强过铝质，富钾，SiO_2 含量高(64~77%)，由变沉积岩部分熔融形成。I 型花岗岩为准铝质－弱过铝质，富钠，SiO_2 含量变化大(56~77%)，原岩为镁铁质变火成岩，是下地壳幔源基性火成岩部分熔融的产物。

(2)M 型花岗岩

M 型花岗岩类是由幔源玄武质岩浆分异而成的花岗岩，称为幔源花岗岩(Pitcher, 1983)。幔源花岗岩在大陆和大洋中均有发现，主要为拉斑玄武岩系列斜长花岗岩。是由地壳酸性岩受到玄武岩浆同化产生的花岗岩、基性和酸性岩浆混合成的花岗岩或辉长岩类花岗岩化产生的花岗岩。

90 年代 Castro 等(1991)通过对西班牙 Iberia 地区海西褶皱带花岗岩的研究，认为很多造山带花岗岩都有岩浆混合作用存在，I 型花岗岩实际应为 M 型(幔源)与 S 型(壳源)两个端元岩浆混合的产物，称之为 H 型花岗岩－混合(混染)花岗岩。他还进一步根据花岗岩幔源与壳源混合量的不同将 H 型花岗岩又细分为 Hm、Hss、Hs 型。

(3)磁铁矿系列与钛铁矿系列

通过对日本中新生代花岗岩类岩石的研究，日本学者石源舜三提出将花岗岩按照磁铁矿的含量划分为磁铁矿(磁铁矿含量 0.2%~1.5%)和钛铁矿(磁铁矿含量<0.2%)两个成因系列。磁铁矿花岗岩岩浆来源于深部无碳物质的氧化环境，钛铁矿系列花岗岩岩浆来源于较浅部位。

(4)A 型花岗岩

A 型花岗岩首次由 Loisell and Wones (1979)提出，最初的含义是碱性、贫水和非造山。随后，A 型花岗岩一直是国内外花岗岩研究的热点问题。Collins 等(1982)提出 A 型花岗岩具有高 Ga/Al 的特点，Whalen 等(1987)利用这一比值作出各种图解将 A 型花岗岩与 S、I 型花岗岩区别开来。Syllvester (1989)识别出一种后碰撞 A 型花岗岩。Maniar and Piccoli (1989)还将非造山的花岗岩细分为几类以区别后造山花岗岩。Eby (1992)按照地球化学特征将 A 型花岗岩细分为两类 A1 型和 A2 型，其中 A1 型花岗岩形成于板内裂谷或地幔柱、热点的构造环境，与大量镁铁质岩共生，A2 型花岗岩则形成于造山后或碰撞后的张性构造环境。我国学者洪大卫(1995)也指出两类 A 型花岗岩在岩石地球化学方面的差异，并利用地球化学图解加以区别。近年来在西澳大利亚 Lachlan 褶皱带还发现有铝质 A 型花岗岩(King et al., 1997)，在我国福建沿海也发现有铝质 A 型花岗岩(邱检生等, 2000)。

总的来说，A 型花岗岩按其构造环境可以分为非造山和后造山两类，在 Pearce 等(1984)的构造判别图解中常落在板内花岗岩的区域。与其它花岗岩类相比，A 型花岗岩具有较高的 Fe 值、全碱含量和 K/Na 比值，较高的 Zr、Nb、Ga/Al，稀土元素(REE)，以及较低的 Mg、Ca、Cr 和 Ni 丰度。正如王德滋(1999)所指出的：A 型花岗岩无例外均产于拉张的构造环境，普遍受到上地幔的不同影响，特别是玄武岩浆的底侵作用为 A 型花岗岩的形成提供了热源(800-900C°)，但是由于不同地区 A 型花岗岩有不同的壳幔比例，上地幔或下地壳本身又具有不均一性，使 A 型花岗岩的物质来源比较复杂。

根据所处的构造环境， Maniar (1989)将花岗岩类岩石在大的方面划分为造山的和非造山的。造山的花岗岩类又可细分为岛弧花岗岩类(IAC)、大陆弧花岗岩类(CAG)大陆碰撞花岗岩类(CCG)和造山后花岗岩类(POG)。非造山的花岗岩类可细分为与裂谷有关的花岗岩类(RRG)大陆的造陆抬升花岗岩类(CEUG)和大洋斜长花岗岩(OP)。

Barbarin (1999)则根据花岗岩类的矿物组合、岩石特点、地球化学及同位素特征，将花岗岩类划分为七种类型：含白云母的过铝质花岗岩类(MPG)；含堇青石富黑云母的过铝质花岗岩类(CPG)；富钾的具钾长石斑状结构的钙碱性花岗岩类(KCG)；含角闪石的钙碱性花岗岩类(ACG)；岛弧拉斑玄武质花岗岩类(ATG)；洋脊拉斑玄武质花岗岩类(RTG)；过碱性和碱性花岗岩类(PAG)。

实际上，花岗岩可能包括了从地幔源到地壳源之间的连续谱系，由于来源的混合和经历的过程不尽相同，可能存在无限多个不同类型(Leake, 1990)，所以以上各成因分类之间有重叠，但并不是一一对应的。A 型花岗岩就涵盖了从准铝质－过铝质－碱性的不同成分的花岗岩，一些 A 型花岗岩在地球化学特征上类似于 S 型花岗岩，而许多含磁铁矿的 A 型花岗岩在化学成分上也与 I 型花岗岩有很多共性(Anderson, 1983)。

第二节 普里兹带花岗岩类的成因类型及构造环境

在地球化学特征上，普里兹带花岗岩类具有较高的 Fe 值、全碱含量和 K/Na 比值，较高的 Ga/Al，富集 Rb、Ba、Th、K 等大离子亲石元素和稀土元素，不同程度亏损 Nb、Ta、P、Ti 等高场强元素以及较低的 Mg、Ca、Cr 和 Ni 丰度。在 Zr, Nb, Ce, Y - Ga/Al 图解中，

普里兹带花岗岩类都落在 A 型花岗岩的区域(图 5-1)。与产于大陆裂谷或洋岛环境下的碱性花岗岩(钠质具有正或无 Nb 异常)相比较，普里兹带花岗岩类具有高 K/Na 比值、Nb 负异常的特点，其亏损 Nb、Ta、P、Ti 和高 Isr、低 ε_{Nd} 的同位素特征又类似于与俯冲有关的钙碱性岩或拉斑玄武岩(Nelson and McCulloch, 1989; Roger et al., 1985; Mcdonough et al., 1985)，表明岩浆的源区与俯冲有关。在 Pearce 的 Nb-Y 和 Rb-Y+Nb 构造图解中落在同碰撞花岗岩和板内花岗岩的区域，特别是有些样品分布在二者的界限边缘，表现出典型的后碰撞 A 型花岗岩的特征(图 5-2)。在 Yb/Ta-Y/Nb 图解中多数样品在洋岛玄武岩和岛弧玄武岩之间，少量样品在洋岛玄武岩的区域；在 Ce/Nb-Y/Nb 图解中所有样品都落在洋岛玄武岩和岛弧玄武岩之间的区域(图 5-3)，说明普里兹带花岗岩类并不是典型的裂谷环境下的非造山 A 型花岗岩。在 R1-R2 图解中，除达尔克花岗岩和格罗夫山紫苏花岗岩落在碰撞后抬升的范围，

其余花岗岩都落在同碰撞一造山晚期花岗岩的区域中(图 5-4)。

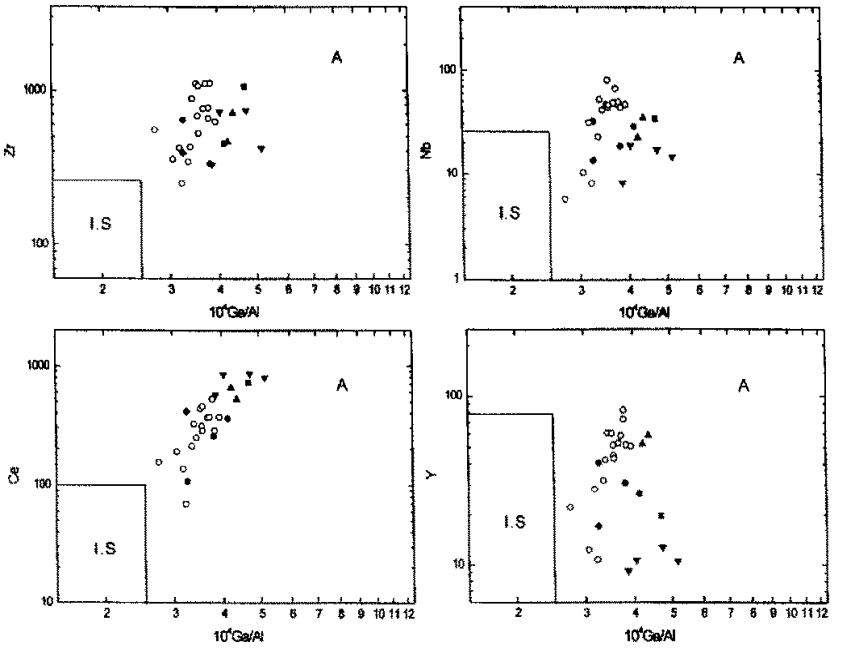


图 5-1 Zr, Nb, Ce, Y - Ga/Al 图解(据 Whalen, 1987; 符号同图 4-3)

Fig.5-1 Plot of Zr, Nb, Ce, Y - Ga/Al for granitoids from Prydz Belt (after Whalen, 1987)

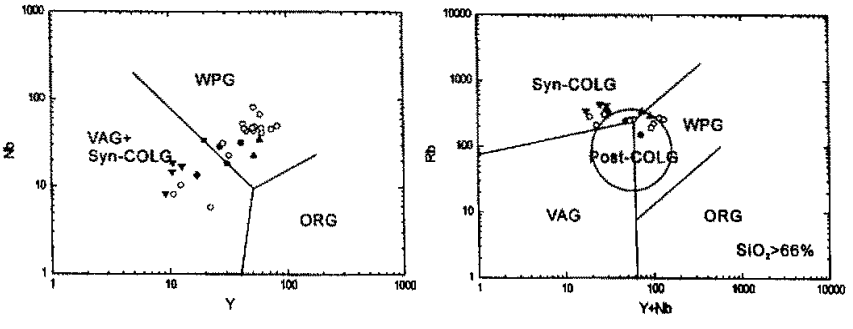


图 5-2 Nb-Y 和 Rb-Y+Nb 图解 图中 WPG 示板内花岗岩; ORG 示洋中脊花岗岩; VAG 示火山弧花岗岩; Syn-COLG 示同碰撞花岗岩; Post-COLG 示后碰撞花岗岩(据 Pearce, 1984; 1996; 符号同图 4-3)

Fig.5-2 Plot of Nb-Y and Rb-Y+Nb for granitoids from Prydz Belt (after Pearce, 1984; 1996)

从地质年代上看，普里兹带花岗岩类的侵位年龄在 550~490 Ma 之间，略晚于普里兹带 550Ma 变质峰期年龄。在空间产状上，花岗岩与整体上的区域变形呈不整合接触，花岗岩中发育与区域片麻岩片理一致的弱变形。所以普里兹带花岗岩类应形成于同一后碰撞构造环境下向板内环境过渡的转折期，这时原来被加厚的地壳发生伸展、减薄，地幔上涌并引起下地壳发生减压熔融形成花岗岩。普里兹带后碰撞花岗岩的形成预示着造山活动趋于尾声和新一轮的威尔逊旋回的开始。

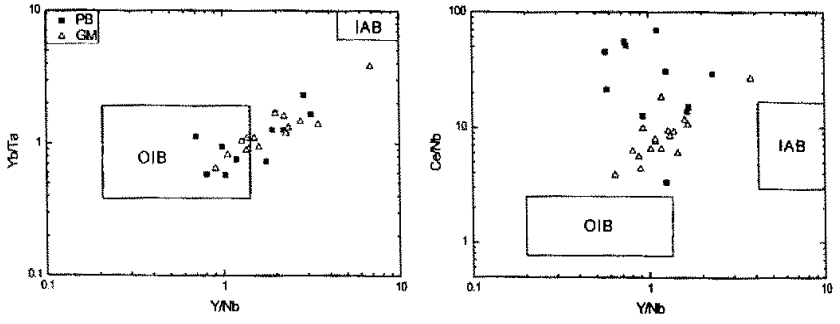


图 5-3 Yb/Ta-Y/Nb,Ce/Nb-Y/Nb 图解(据 Eby, 1992)

图中 OIB-洋岛玄武岩; IAB-岛弧玄武岩; PB 示普里兹湾; GM 示格罗夫山

Fig.5-3 Plot of Yb/Ta-Y/Nb and Ce/Nb-Y/Nb for granitoids from Prydz Belt (after Eby, 1992)

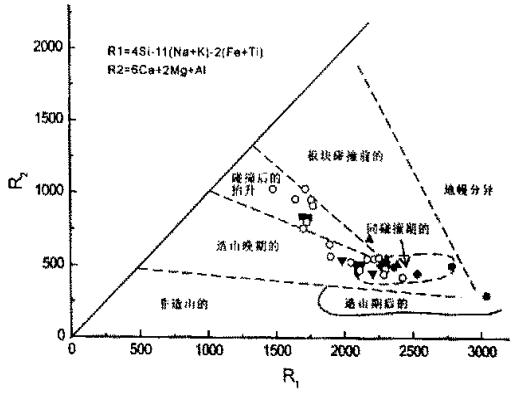


图 5-4 R1-R2 图解(据 Batchelor, 1985; 符号同图 4-3)

Fig.5-4 Plot of R1-R2 for granitoids from Prydz Belt (after Batchelor, 1985)

虽然普里兹带花岗岩总体上都具有 A 型花岗岩的特征，但更重要的是各花岗岩之间还是有明显差别：拉斯曼丘陵的进步花岗岩含有石榴石、红柱石等富铝矿物；达尔克花岗岩二氧化硅含量低；穆如科尔山与兰丁花岗岩含有萤石，具有特征的钾长石斑状结构；格罗夫山产出紫苏花岗岩，花岗岩中钾长石定向分布。按照 Barbarin (1999)的分类，拉斯曼丘陵的进步花岗岩为 CPG 过铝质花岗岩类；穆如科尔山与兰丁花岗岩为 KCG 钙碱性花岗岩类；格罗夫山为 ACG 含角闪石的钙碱性花岗岩类。

前人一直认为拉斯曼丘陵的进步花岗岩属于同构造 S 型花岗岩(Stüwe et al., 1989; Zhao et al., 2003)，但笔者认为它只是一种特殊的铝质 A 型花岗岩，主要原因有以下两个方面：第一，进步花岗岩的 A/CNK 不超过 1.11，不属于典型的强过铝质花岗岩；第二，从地球化学特征上看，进步花岗岩经过了强烈的分异演化，因为混合源或幔源的花岗岩类在最终的角闪石分离作用、挥发反应或泥质岩石同化作用之后，都可以获得过铝质成分形成富铝矿物。

第三节 岩石成因和源区

关于 A 型花岗岩的成因，主要有以下几种观点：(1)上地幔部分熔融，混染了部分地壳物质(涂光炽等, 1984; Martin et al., 1994)；(2)下地壳长英质麻粒岩的二次熔融(Collins et al.,1982; Anderson, 1983)；(3)钙碱性岩浆分异的产物(王德滋等, 1985; Turner et al., 1992)；(4)无水的拉斑玄武质岩石通过部分熔融或分异作用形成 (Frost et al., 1997)；(5)含金云母的富集地幔橄榄岩在高压条件下部分熔融(Turner et al., 1996)。下面主要结合普里兹带花岗岩类的地球化学特征来讨论其成因和源区。

一、普里兹湾花岗岩

普里兹湾花岗岩整体上具有高的 Fe*值、全碱含量和 K/Na 比值，较高的 Ga/Al，富集 Rb、Ba、Th、K 等大离子亲石元素和稀土元素，不同程度亏损 Nb、Ta、P、Ti 等高场强元素以及较低的 Mg、Ca、Cr 和 Ni 丰度，表现出 A 型花岗岩的特征，但其中的进步花岗岩又富含石榴石和红柱石等富铝矿物。从地球化学特征上看，普里兹带花岗岩高$(La/Yb)_N$ 和 LREE/HREE 比值暗示了岩浆源区不可能来自亏损的软流圈地幔，同时亏损 Nb,Ta 和 Ti 则暗示其岩浆源区可能受到俯冲带流体的交代作用。高 Isr、低 ε_{Nd} 的同位素特征表明岩浆源区来自富集岩石圈地幔，结合主量、微量元素特征可以判断普里兹湾花岗岩在岩浆演化过程中受到地壳物质的混染。进步花岗岩中的富铝矿物就是捕获了片麻岩围岩形成的。

二、格罗夫山花岗岩

紫苏花岗岩通常都产于麻粒岩相高级变质地体中，其成因主要有岩浆成因和变质成因两种。虽然格罗夫山紫苏花岗岩与其围岩未显示明显的侵入关系，但具有单一的锆石年龄，较高的 TiO_2、P_2O_5 和 K_2O 含量以及紫苏花岗岩脉的存在都说明该紫苏花岗岩为岩浆成因。前面对紫苏花岗岩和紫苏花岗岩脉的矿物学研究表明其形成于高温、中压和低氧逸度的环境。Frost 等(2000)对怀俄明 Wind River Range 中 Louis Lake 地块紫苏花岗岩的研究也表明，地壳深部具有高 $FeO^{tot}/FeO^{tot}+MgO$ 值、低水活度且含 CO_2 的基性硅酸盐熔体有利于斜方辉石的出溶。铁质花岗岩是相对贫水、还原条件下岩浆演化的产物，这种岩浆通常是一种热的并经历了强烈的向富铁、碱性组分分异演化的岩浆(Frost, 1997)。下地壳麻粒岩相变质流体符合这一条件，所以格罗夫山紫苏花岗岩与下地壳麻粒岩相在成因上有密切联系。

格罗夫山紫苏花岗岩富集大离子亲石元素和轻稀土、高 Isr、低 ε_{Nd} 的同位素特征表明其岩浆源区应为与先前的俯冲作用相关的富集地幔源。格罗夫山花岗岩和花岗岩脉的地球化学特征与紫苏花岗岩相似，岩浆源区也是富集地幔，但 ε_{Nd} 值略高于紫苏花岗岩和紫苏花岗岩脉(图 4-11)。侵入紫苏花岗岩中的花岗岩具弱铕负异常，低稀土含量；侵入正片麻岩中的花岗岩具强负铕异常，高稀土含量。两类花岗岩铕负异常程度、K_2O 含量并不随 SiO_2 含量而变化，表明二者不是同源岩浆演化的结果，更有可能是两期岩浆活动的产物。

在 La/Nb-Ba/Nb 关系图中(图 5-5)，普里兹湾花岗岩相对有更高的 La/Nb 值，大部分投影点分布在岛弧火山岩的右侧，而格罗夫山花岗岩大部分点落在岛弧火山岩区，个别点落在碎屑沉积物或大陆地壳的区域，指示了陆源物质参加到岩浆演化过程中，普里兹湾花岗岩可

能经历了更强的分异作用和更多的陆壳成分加入。

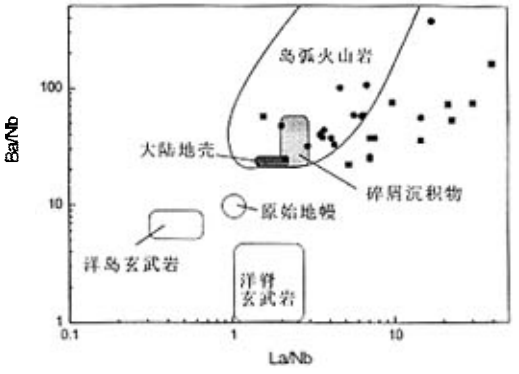


图 5-5 La/Nb-Ba/Nb 图解(据 Jahn, 1999; 符号同图 4-6)

Fig.5-5 La/Nb-Ba/Nb diagram for granitoids from Prydz Belt (after Jahn, 1999)

虽然实验表明，随着二氧化碳浓度的升高、水含量的降低，花岗岩熔体逐渐向高钾低钠的方向演化(Ebadi and Johannes, 1991)，但普里兹带花岗岩全部落在橄榄玄粗系列范围中并未显示出从高钾钙碱性岩到橄榄玄粗系列的演化，说明其高钾特征主要来自于源区而不是由分离结晶产生的，也就是说其源区应含有富钾的矿物相。Wyllie 和 Sekine (1982)提出含金云母并经历过交代作用的地幔岩的部分熔融能够产生富钾的碱性玄武质岩浆。实验岩石学也进一步证实，俯冲带之上受流体交代作用的地幔楔可以形成富金云母和钾质角闪石的地幔岩(Schmidt, 1996)。在古老的岩石圈地幔中通过地震反射剖面可以看出俯冲带的残余体(Warner et al.,1996)。在地幔岩中，金云母和钾质角闪石中 La 相对于 Ba 和 K 为不相容元素，但 La、Ba 和 K 在辉石中不相容程度近似(Feldstein et al., 1999)，所以 La-La/K 和 La-La/Ba 图解可以反映出幔源熔体的特征。在普里兹带花岗岩类 La-La/K 和 La-La/Ba 图解中(图 5-6)，La/K 和 La/Ba 比值与 La 呈正相关，证实岩浆的地幔源区残留有金云母和/或钾质角闪石。

综合以上分析，对普里兹带花岗岩类来说一种可能的成因模式为：俯冲带之上的富含大离子亲石元素的流体或源于大洋板片的脱水的碱质部分熔融体呈网脉状叠加并交代上覆地幔楔，形成富金云母和钾质角闪石的地幔橄榄岩，随后在高压下经过交代的地幔岩发生低度部分熔融形成富钾的橄榄玄粗质母岩浆，该岩浆上升至壳幔过渡带并底侵于下地壳部位。由于地幔上涌而造成的加热作用使镁铁质底侵物质(麻粒岩相玄武质岩石)发生部分熔融，并经过铁钛氧化物、橄榄石、辉石及磷灰石的分离结晶作用后继续沿构造薄弱带上升在地壳浅部就位。在拉斯曼丘陵地区，上升的岩浆与含石榴石的围岩发生混染形成含石榴石的弱过铝质花岗岩。类似的由含金云母的富集岩石圈地幔部分熔融引起的钾质岩浆作用在我国东北和青藏高原地区都有发现(Zhang et al., 1995; Turner et al.,1996)。

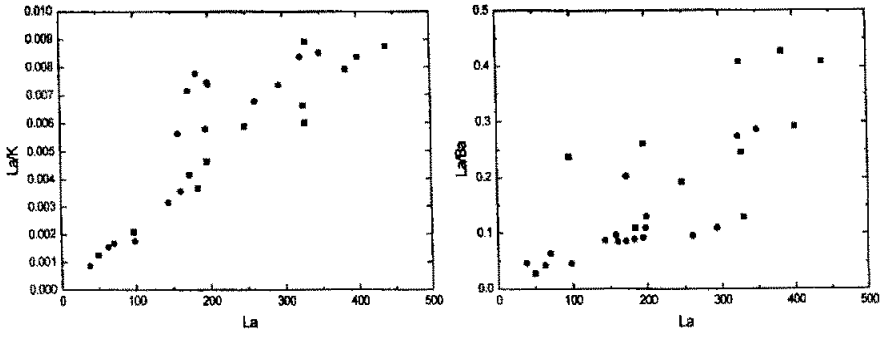


图 5-6 La-La/K ,La-La/Ba 图解(据 Feldstein et al., 1999; 符号同图 4-6)

Fig.5-6 La-La/K ,La-La/Ba diagram for granitoids from Prydz Belt (after Feldstein et al. , 1999)

第六章 普里兹带的演化与冈瓦纳超大陆的聚合

第一节 普里兹造山带的演化

近年来，通过对大陆碰撞带与花岗岩的形成演化关系的深入研究表明，大陆之间的碰撞作用发生后，虽然导致海洋消失进入陆内环境，但大陆之间还经历一段相当长的仍然与碰撞作用有关的汇聚作用；而大陆主碰撞期并不利于岩浆上升，大量的岩浆作用发生在主碰撞期后，板内时期之前(肖庆辉等,2002)。Liegeois (1998)把主海洋关闭以后的，连续的板块汇聚导致产生陆内的逆冲、扭动构造和地块的横向挤压或逃逸，或沿巨大剪切带仍然有大量水平方向块体运动的陆内环境称为“后碰撞作用”。

普里兹造山带分布大量同－后造山 A 型花岗岩，这些花岗岩具有多阶段性和穿时性。按照岩体侵位的时间先后顺序可将普里兹带花岗岩类分为早、中、晚三个阶段，格罗夫山紫苏花岗岩的侵位最早约 550 Ma，其次是格罗夫山花岗岩和拉斯曼丘陵的进步花岗岩以及达尔克花岗岩约 520 Ma，最后是穆如科尔山和兰丁花岗岩约 500 Ma。格罗夫山从紫苏花岗岩－紫苏花岗岩脉－花岗岩－花岗岩脉呈现出连续分异演化的关系，而普里兹湾地区花岗岩表现出非连续性，在哈克图解中有一明显的间断。在空间上，普里兹带花岗岩类由东北向西南并延向南极内陆呈线状分布，主要由二长闪长岩－二长岩－石英二长岩－花岗岩组合构成。格罗夫山花岗岩的野外露头似沿一断层分布(胡建民面告)。

在变质及变形作用的特征方面，普里兹湾地区拉斯曼丘陵与伯灵恩群岛主要受到两期(D_2 和 D_3)变形作用的改造，其东北部的布拉特滨海陡崖则以 D_3 变形为主(Dirks et al., 1995a)。拉斯曼丘陵早期 D_2 变形形成于挤压构造期，显示出非共轴变形并不均匀分布在强和弱变形带中。强变形带的动力学指向为南东东－北西西转换挤压方向。在整体挤压构造体制下发生广泛的混合岩化和部分同构造花岗岩及伟晶岩的侵入。局部发育大量 D_3 强变形带叠加于 D_2 变形中，具有西南倾向的矿物拉伸线理，显示伸展的运动学特征。随后的 D_4 变形表现为角闪岩相右旋拉伸糜棱岩带，糜棱岩带中发育面状伟晶岩，代表了 D_3 拉伸变形活动的减弱(Carson et al., 1995; 1996; 1997)。类似的具有剪切边缘的伟晶岩在伯灵恩群岛、布拉特滨海陡崖和赖于尔群岛均有报道(Dirks et al., 1995a; Fitzsimons et al., 1991; Sims et al., 1994)。

拉斯曼丘陵含石榴石－斜方辉石的英云闪长质片麻岩显示早期 D_2 变形，变质峰期温压条件为 0.7GPa、780℃，随后减压冷却到 0.45GPa、700℃ (Stüwe et al., 1989)，早古生代 D_3 变形的峰期变质条件为 0.45GPa、750℃，随后发生近等温减压冷却到 0.3GPa。伯灵恩群岛、布拉特滨海陡崖和格罗夫山地区也都有与拉斯曼丘陵相似的温压演化轨迹(Thost et al., 1994; Dirks et al., 1995b; Fitzsimons, 1996；余良军等, 2002)。

普里兹湾地区变质岩总体上具有早期的中下地壳挤压变形结构和随后的中上地壳拉伸变形结构以及相应的减压冷却结构，区域麻粒岩均表现为近等热减压的顺时针 P-T 演化轨迹(图 **6-7**)，可看作是在总的东西向挤压构造体制下地壳增厚，后期南北向上地壳伸展垮塌的剥蚀模式(Carson et al., 1995; Dirks et al., 1995a; Fitzsimons, 1997)。普里兹湾各地区变质峰期的温压条件各有差别，可能反映在不同深度下发生的变质，而各地区均减压 2~4 kbar 则暗示

造山带经历了相近程度的剥蚀揭顶(Boger and Wilson, 2005)。

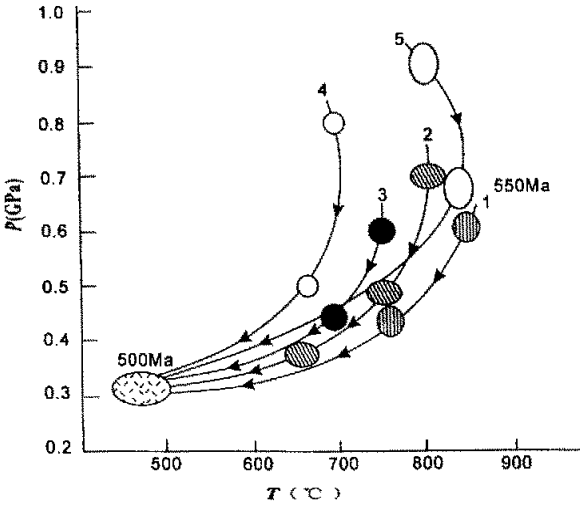


图 6-7 普里兹带泛非期温压轨迹

(据 Stüwe et al., 1989; Fitzsimons et al., 1991, 1996; Thost et al., 1994; Dirks et al., 1995b; Carson et al., 1997; Nichal and Ferry, 1991; 俞良军等; 2002; 图中 1-伯灵恩群岛; 2-拉斯曼丘陵; 3-布拉特滨海陡崖; 4-赖因博尔特丘陵; 5-格罗夫山)

Fig.6-7 The P-T path for the Prydz Belt

综合普里兹带地质年代学、岩石、构造及变质作用特点，普里兹造山带的构造演化模式可简要概述如下：

1 俯冲阶段(>550Ma)：俯冲带之上的富含大离子亲石元素的流体或源于大洋板片的脱水的碱质部分熔融体呈网脉状叠加并交代上覆地幔楔，形成富金云母和钾质角闪石的地幔橄榄岩。

2 陆陆碰撞造山阶段(≈550Ma)：印度-南极和澳大利亚-南极两个微陆块沿南东东－北西西方向发生碰撞引起地壳增厚，形成早期 D_2 变形和发育面状伟晶岩的糜棱岩带，随后发生麻粒岩相变质作用、广泛的混合岩化和部分同构造花岗岩(如格罗夫山紫苏花岗岩)。

3 后碰撞阶段(520Ma~550Ma)：近等温减压条件下发生剥蚀揭顶，岩石圈伸展减薄，形成大量 D_3 强变形带，已富集的地幔橄榄岩部分熔融形成的幔源玄武质岩浆底侵于下地壳，形成一系列 A 型花岗岩(格罗夫山花岗岩和进步花岗岩等)。

4 造山后阶段(500Ma)：幔源岩浆分异演化形成具有钾长石斑状结构的穆如科尔山花岗岩和兰丁花岗岩，标志普里兹造山运动的结束并开始转向板内构造环境。

第二节 普里兹带对冈瓦纳超大陆聚合的响应

东南极泛非普里兹带主要包括赖于尔群岛、普里兹湾沿岸、埃默里冰架东缘以及格罗夫山(图 6-2)，向南可能延伸到甘比采夫冰下山脉，向西南可能延伸到南查尔斯王子山的莫森陡崖，向东北可能延伸到登曼冰川(Denman Glacier)和澳大利亚的勒文杂岩(Leeuwin Complex)(Carson et al., 1996; Fitzsimons, 2000b)。普里兹带是继东非造山带之后、促成冈瓦纳超大陆形成的又一条重要缝合带。

研究表明，东、西冈瓦纳超大陆的聚合是多阶段的，涉及到年轻的大洋岛弧、新元古代前的古老陆块以及古老刚性克拉通的拼接(Shackleton, 1996)，经历了 740~550 Ma 的从大陆边缘的增生到陆陆碰撞再到陆内构造伸展演化过程(Stern, 1994)。冈瓦纳古陆可能是由三个克拉通块体碰撞拼合形成的，即西冈瓦纳(非洲和南美)、印度－南极(北查尔斯王子山)和东冈瓦纳(东南极和澳大利亚)(Meert et al., 1997; Fitzsimons, 2000a; Boger et al., 2001)。古地磁数据及地质年代学证据均支持冈瓦纳古陆的聚合是自西向东进行，先是西冈瓦纳在 660~520Ma 与印度－南极块体发生碰撞，莫桑比克洋关闭，而印度－南极块体在 550~490Ma 沿南查尔斯王子山－普里兹湾与东冈瓦纳发生碰撞(Boger et al., 2001)。从而在时间上莫桑比克洋开始闭合应早于南查尔斯王子山－普里兹带的缝合。

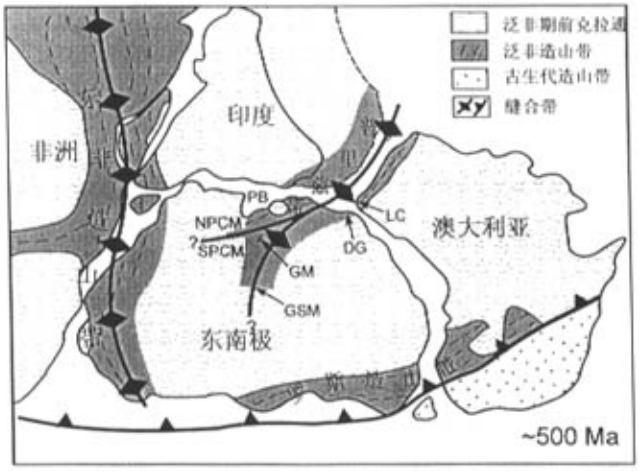


图 6-2 冈瓦纳古陆重建示意图

PB-普里兹湾； GM-格罗夫山； GSM-甘比采夫冰下山脉； NPCM-北查尔斯王子山；

SPCM-南查尔斯王子山； LC-勒文杂岩； DG-登曼冰川

Fig. 6-2 Schematic illustration of proposed reconstruction of Gondwana

东南极地盾作为东冈瓦纳的重要组成部分，对冈瓦纳的重建起重要作用。东南极地盾在 600~500Ma 发生广泛的高级构造作用，主要分布在以下四个地区：毛德皇后地、吕措－霍尔姆湾、普里兹湾和登曼冰川。Fitzsimons(2000a,b)认为这几个高级构造带将东南极毛德(Maud)、雷纳(Rayner)和威尔克斯(Wilkes)三个不同的中－新元古代地壳省连接起来，这些被

后来的泛非事件分离开的基底省具有不同的同位素记录，分别与非洲 Namaqua-Natal 省(1090-1030Ma)、印度 Eastern Ghats 地区(990-900Ma)和澳大利亚 Albany-Fraser 省(1330-1130Ma)相对应，表明较早基底并不是格林维尔造山带的一部分，东南极地盾本身至少是由三个前寒武纪块体在泛非期拼合起来的。

普里兹造山带的基本特征包括：普里兹带两侧为前泛非期不同性质的岩石圈单元，整个区域经历了早期中一下地壳挤压逆冲和晚期中一上地壳伸展垮塌的构造演化历史，区域麻粒岩相变质作用表现为近等热减压的顺时针 P-T 轨迹，结合古地磁的东南极克拉通与冈瓦纳其他块体在 500Ma 前的古地磁极移曲线并不一致的证据(Powell et al., 2001; Torsvik et al., 2001)，似乎表现出碰撞造山带的特点，但由于目前尚未发现蛇绿岩套、岛弧增生杂岩或高压变质岩等与碰撞造山紧密联系的直接的指相标志，对该造山带的构造属性还存在很大争议(Wilson et al., 1997; Yoshida et al., 2003; Fitzsimons, 2000a; Boger et al., 2001; 刘小汉等, 2002; Zhao et al., 2003)。本文的研究结果表明普里兹带中普里兹湾一格罗夫山地区广泛发育同一后碰撞 A 型花岗岩，进一步支持普里兹带为泛非期碰撞造山带的认识。由印度一南极和澳大利亚一南极微板块在泛非期发生沿北西一南东向碰撞造山引起普里兹湾沿岸和格罗夫山发生区域变质变形和广泛的岩浆作用，以及大量面状伟晶岩及同一后碰撞 A 型花岗岩的侵入。所以东南极地盾本身是由不同微块体在泛非期拼合而成的。

主要结论与存在问题

一、主要结论

通过对东南极普里兹带(包括普里兹湾和格罗夫山)花岗岩类地球化学特征、年代学及岩石成因方面的研究，主要得到以下几点认识：

（1） 通过对花岗岩的锆石 U-Pb 定年，确定普里兹带花岗岩类的侵位年龄在 550~490 Ma 之间(泛非期)。格罗夫山紫苏花岗岩的侵位最早(547Ma)，其次是紫苏花岗岩脉(533Ma)，然后是花岗岩(526~503Ma)和花岗岩脉(501Ma)，在时间上表现出连续演化的特点。普里兹湾拉斯曼丘陵的进步花岗岩和达尔克花岗岩晚于格罗夫山紫苏花岗岩(约 530~500Ma)，穆如科尔山花岗岩和兰丁花岗岩侵位最晚(约 500Ma)。普里兹带花岗岩类的侵位年龄近似等于或晚于泛非期区域变质作用的年龄 60Ma，是泛非期强烈构造热事件的产物。

（2） 利用电子探针分析确定出普里兹带花岗岩类暗色矿物的种属：角闪石属于钙质角闪石亚族中的铁绿钙闪石；黑云母以铁质黑云母为主，少数样品中黑云母为镁质黑云母和铁叶云母，表现出相对封闭、贫水环境下的壳幔混合型花岗岩的矿物特征。利用矿物的共生组合确定普里兹带花岗岩的岩浆侵位的温压条件：P=5~6.6kbar, T=774~832℃。岩体侵位时氧逸度较低，在-12.16~-13.65 之间，略高于 FMQ(铁橄榄石+磁铁矿+石英)这一平衡反应的缓冲曲线。

（3） 在地球化学特征上，普里兹带花岗岩类具有较高的 Fe*值、全碱含量和 K/Na 比值，以及较低的 Mg、Ca、Cr 和 Ni 丰度，表现出 A 型花岗岩的特点。拉斯曼丘陵的进步花岗岩并非是 S 型花岗岩，而是一种特殊的铝质 A 型花岗岩，由于经过强烈的分异演化和同化混染了泥质岩围岩而富含石榴石等富铝矿物。在微量元素原始地幔标准化蛛网图中，富集大离子亲石元素和稀土元素，不同程度亏损 Sr、Nb-Ta、P 和 Ti，显示出与俯冲作用有关的岩浆特点。在多个构造判别图解上，大部分普里兹带花岗岩类落在同一后碰撞的花岗岩区域，还有一些落在在板内花岗岩区域。

（4） 普里兹带花岗岩类的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值高，变化范围较大(0.7075~0.7246)；$\varepsilon_{Nd}(t)$值低，变化范围在-13.37~-9.17 之间。Nd 同位素模式年龄在 2.0~2.3Ga 之间，可能与早元古代古老地壳物质的再循环有关。同位素分析结果结合地球化学特征表明，普里兹带花岗岩类岩浆源区来自富集地幔，可能受到壳源物质不同程度的混染。拉斯曼丘陵地区花岗岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值变化范围较大，可能反映原岩 Sr 同位素组成的不均一，而 Nd 同位素模式年龄与该区片麻岩的 Nd 同位素模式年龄趋于一致，表明花岗岩在成因上可能与该区片麻岩相联系。

（5） 普里兹带花岗岩类应形成于同一后碰撞构造环境下向板内环境过渡的转折期，这时原来被加厚的地壳发生伸展、减薄，先前含金云母和钾质角闪石的富集岩石圈地幔部分熔融底侵于下地壳，这些物质在下地壳又发生减压熔融形成一系列的 A 型同一后碰撞花岗岩。后碰撞花岗岩的形成预示着造山活动趋于尾声和新一轮的威尔逊旋回的开始。

（6） 普里兹带 A 型同一后碰撞花岗岩的确定支持普里兹带为碰撞造山带的构造属性，进

一步说明东南极本身是由不同的前泛非期微陆块拼接形成的。在泛非期之前东南极乃至东冈瓦纳地盾并不是统一的陆块。

二、存在问题

虽然通过大量的基础性工作和详细的室内研究，对普里兹带花岗岩类的研究有了新的认识，得到一些有意义的初步结论，但还有许多重要问题没有解决，需要在以后的工作中继续努力。

(1) 由于没有赴南极进行实地考察，仅仅从地球化学特征、年代学及岩石成因方面对普里兹带花岗岩进行了研究，对花岗岩与区域构造、变质、沉积作用的联系不够，不能建立与大地构造格局和构造演化小阶段相适应的构造一岩石组合。

(2) 双变量 Sr-O 同位素相关图解是识别幔源岩石是否受到地壳混染的有力手段。由于缺少稳定同位素的数据，不能进一步探讨发生地壳混染作用的机制，即在岩浆源区就发生地壳混染还是岩浆上升过程中与围岩发生的混染？

(3) 普里兹地区广泛分布变质沉积岩，而格罗夫山主要发育各种变质火成岩，变质表壳岩很少，为什么？普里兹湾变质沉积岩在变质前的沉积环境可能对普里兹带构造属性的示踪具有重要的意义，今后应该做专项研究。

致谢

本论文受到国家自然科学基金和国土资源大调查项目的资助。在论文撰写过程中，从论文的选题、野外地质资料的归纳整理、显微镜下的矿物鉴定，一直到撰写、修改以及最终定稿都得到了导师刘晓春研究员的悉心指导，在此深表感谢！应特别指出，所有的研究样品均来自于刘晓春老师的野外实地考察。

感谢中国地质科学院地质力学研究所赵越研究员在论文开题时提出指导性的意见和建议！感谢中国地质科学院地质研究所王涛研究员对论文初稿提出的宝贵意见和建议！另外还要感谢地质力学研究所张栓宏副研究员、刘健博士给予生活、学习方面的帮助和支持。

感谢中国科学院地质与地球物理研究所同位素超净实验室工作人员在样品的同位素分析测试中给予的帮助！感谢西北大学大陆动力学实验室柳小明老师在激光剥蚀等离子质谱锆石定年中给予的帮助！

感谢中国地质科学院研究生部赵建秋老师、人事教育处王秀华老师在我博士学习期间给予我学习生活上的帮助！

最后要衷心地感谢我的家人，是他们在我读博士期间给予我无私的关爱和大力的支持！

参考文献

陈廷愚,赵越,任留东,沈炎彬.1994.南极地质演化及其与冈瓦纳古陆裂解的有关问题.华北地质矿产杂志,9(1):3-20.

陈廷愚,谢良军,赵越,任留东,王彦斌等.1995.南极洲地质图(1：5000000)(附说明书),北京:地质出版社

洪大卫,王式洸,韩保福,靳满元.1995.碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志.中国科学,25(4):418-426

刘昌实,杨心宜.1991.岩浆的长期分离结晶对岩石锶同位素初始比值的影响.大地构造与成矿学,15(2):152-159.

刘小汉,赵越,刘晓春,俞良军.2002.东南极格罗夫山地质特征-冈瓦纳最终缝合带的新证据.中国科学(D),32(6):457-468.

陆松年.2001.从罗迪尼亚到冈瓦纳超大陆－对新太古代超大陆研究几个问题的思考.地学前缘,8(4): 441-448.

邱检生,王德滋等.2000.福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因.地球化学,29(4):313-321.

宋彪,张玉海,万渝生,简平.2002.锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论.地质论评 48(增刊):26-30.

涂光炽,张玉泉,赵振华.1984.华南两个富碱侵入岩带的初步研究.花岗岩地质和成矿关系.南京:江苏科学技术出版社. 21-37.

王德滋,彭亚明,袁朴.1985.福建魁歧花岗岩的岩石学和地球化学特征及成因探讨.地球化学,14(3): 197-205.

王德滋,周金城.1999.我国花岗岩研究的回顾与展望.岩石学报 15(2):161-169.

王彦斌, 2002.南极拉斯曼丘陵及邻区高级片麻岩的地球化学、同位素年代学研究.中国地质科学院博士学位论文

位梦华.1986.奇异的大陆－南极洲 北京:地质出版社

肖庆辉,邓晋福,马大铨,洪大卫等.2002.花岗岩研究思维与方法 北京: 地质出版社

谢应雯,张玉泉.1990.横断山区花岗岩类中角闪石的标型特征及其成因意义.矿物学报,10(1):35-45.

许继锋.1993.米仓山碱性岩中的主要矿物研究及其成因信息.岩石矿物学杂志,12(3):269-278.

杨富贵,王中刚等.1999.西北准噶尔地区碱性花岗岩体中角闪石的地质地球化学意义.矿物学报, 19(1): 70-76.

叶笑江,张宗清.1990.Nd 比值测定中的 Sm、Nd 分离 HDEHP 分离法,分析测试通报,9(3):6-10.

俞良军,刘小汉,刘晓春,赵越,方爱民,琚宜太.2002.东南极格罗夫山变质基性岩地球化学特征.岩石学报,18(1):91-99.

俞良军,刘小汉,刘晓春,赵越,琚宜太,刘晓春.2002.东南极格罗夫山镁铁质麻粒岩的变质作用.岩石学报,18(4):501-516.

郁云妹,王玉荣.1987.黑云母在富钠、氟、锂气成－高温热液作用下的实验研究.地质论评,33(3):258-266

张宗清,叶笑江.1987.稀土元素的质谱同位素稀释和 143Nd/144Nd 比值的精确测定方法,中国地质科学院地质研究所所刊,Vol.17,108-128.

赵越,宋彪,张宗清等.1993 东南极拉斯曼丘陵及其邻区的泛非热事件.中国科学(B), 23(9):1001-1008

赵越,刘小汉,张宗清等.1993.东南极拉斯曼丘陵早古生代麻粒岩相变质事件—Sm-Nd 同位素年代学证据,南极研究(中文版), 5(2):52-56.

Anderson J L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America: Geological Society of America

Memoir, 161:133-154.

Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origrins and their geodynamic environments. Lithos, 46: 605-626.

Batchelor R A, Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multication parameters. Chem Geol, 48: 43-55.

Black L P, Harley S L, Sun S S, McCulloch M T. 1987. The Rayner complex of East Antarctica: complex isotopic systematics within a Proterozoic mobile belt. Journal of Metamorphic Geology, 5: 1-26.

Black L P, Kinny P D, Sheraton J W, Delor C P. 1991. Rapid production and evolution of late Archaean felsic crust in the Vestfold Block of East Antarctica. Precambrian Research, 50: 283-310.

Black L P, Sheraton J W, Tingey R J, McCulloch M T. 1992. New U-Pb zircon ages from the Denman Glacier area, East Antarctica, and their significance for Gondwana reconstruction. Antarctic Science 4: 447-460.

Boger S D, Carson C L, Wilson C J L, Fanning C M. 2000. Neoproterozoic deformation in the Radok Lake region of the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica: evidence for a single protracted orogenic event. Precambrian Research, 104: 1-24.

Boger S D, Wilson C J L, Fanning C M. 2001. Early Paleozoic tectonism within the East Antarctic craton: the final suture between east and west Gondwana? Geology, 29: 463-466.

Boger S D, Carson C L, Fanning C M, Hergt J M, Wilson C J L, Woodhead J D. 2002. Pan-African intraplate deformation in the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica. Earth and Planetary Science Letters, 195:195-210.

Boger S D, Wilson C J L. 2005. Early Cambrian crustal shortening and a clockwise P-T-t path from the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: implications for the formation of Gondwana. Journal of Metamorphic Geology, 23: 603-623.

Carson C J, Dirks P H G M, Hand M, Sims J P, Wilson C J L. 1995. Compressional and extensional tectonics in low-medium pressure granulites from the Larsemann Hills, East Antarctica. Geological Magazine, 132: 151-170.

Carson C J, Fanning C M, Wilson C J L. 1996. Timing of the Progress Granite, Larsemann Hills: additional evidence for Early Palaeozoic within east Antarctic Shield and implitions for Gondwana assembly. Australian Journal of Earth Sciences, 43: 539-553.

Carson C J, Powell R, Wilson C J L, Dirks P H G M. 1997. Partial melting during tectonic exhumation of a granulite terrane: an example from the Larsemann Hills, East Antarctica. Journal Metamorphic Geology, 15:105-126.

Carson C L, Boger S D, Fanning C M, Thost C J L. 2000. SHRIMP U-Pb geochronology from Mt Kirk by northern Ptince Charles Mountains, East Antarctica. Antarctic Science, 12:429-442.

Castro A et al.. 1991.H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. Earth -Science Reviews.31: 237-253.

Chappell B W, White A J R. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8: 173-174.

Clemens J D, Holloway J R, and White A G R.1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints:Amrican Mineralogist, 17: 317-324.

Collerson K D, Sheraton J W. 1986. Bedrock geology and crustal evolution of the Vestfold hills. In:Pickard J. (eds) The Antarctic Oasis: Terrestrial Enviroments and History of the Vestfold Hills. Academic Press, Sydney, 21-62.

Condie K C. 1982. Plate tectonics and evolution. New York: Prgamon: 1-310

Creaser R A, White A J R.1991. Yardea dacite – Large volume, high temperature felsic volcanism from the Middle Proterozoic of South Australia. Geology, 19: 48-51.

Dirks P H G M, Carson C J, Wilson C G L. 1993. The deformational history of the Larsemann Hills, Prydz Bay: the importance of the Pan-African (500) in East Antarctic. Antartic Science, 5:179-192.

Dirks P H G M, Hoek J D, Wilson C J L, Sims J R. 1994. The Proterozoic deformation of the Vestfold Hills basement complex, East Antarctica: implications for the tectonic evolution of adjacent granulite belts. Precambrian Research, 65:277-295.

Dirks P H G M, Wilson C G L. 1995a. Crustal evolution of the East Antarctica mobile belt in Prydz Bay: continental collision of 500Ma? Precambrian Research, 75:189-207.

Dirks P H G M, Hand M. 1995b. Clarifying temperature-pressure paths via structures in granulite from the Bolingen Islands, Antarctica. Australian Journal of Earth Sciences, 42:157-172.

Ebadi A, Johannes W. 1991. Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H_2O-CO_2: Contributions to Mineralogy and Petrology, 106: 286-295.

Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20: 641-644.

Fattah A, Rahman A. 1994. Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. Journal of Petrology, 35: 54-59.

Feldstein S N, Lange R A.1999. Plocence potassic magmas from the Kings River region, Sierra Nevada,California: evidences for melting of a subduction-modified mantle. Journal of Petrology, 40: 1301-1320.

Fitzsimons I C W, Harley S L. 1991. Geological relationships in high-grade gneisses of the Brattstrand Bluffs coastline, Prydz Bay, East Artarctica. Australian Journal of Earth Sciences, 38:497-519.

Fitzsimons I C W, Thost D E. 1992. Geological relationships in high-grade basement gneiss of the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica. Australian Journal Earth Sciences, 39:173-193.

Fitzsimons I C W. 1996. Metapelitic migmatites from Brattstrand Bluffs, East Antarctica-metamorphism, melting and exhumation of the mid crust. Journal of Petrology, 37:395-414.

Fitzsimons I C W, Kinny P D, Harley S L, 1997. Two stages of zircon and monazite growth in anatectic leucogneiss: SHRIMP constraints on the duration and intensity of Pan-African metamorphism in Prydz Bay, East Antarctica. Terra Nova, 9:47-51.

Fitzisimons I C W. 2000a. Grenvile-age basement provinces in East Antarctica: Evidence for three separate collisional orogens. Geology, 28:879-882.

Fitzisimons I C W. 2000b. A review of tectonic events in the East Antarctic Shield and their implications for Gandwana and earlier supercontinents. Journal of African Earth Sciences, 31:3-23.

Fitzsimons I C W. Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica, in: M. Yoshida, B. Windley, S. Dasgupta (Eds.), Proterozoic East Gondwana: Supercontinent

Assembly and Breakup, Geol. Soc. London Spec. Publ. 206 (2003) 93-130.

Frost B R, Frost C D, et al. 2000. Origin of the charnockites of the Louis Lake batholith, Wind River Range,Wyoming. Journal of Petrology, 41: 1759-1776.

Frost B R, Barnes C G, et al. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 42: 2033-2048.

Gao S, Ling W, Qiu Y, et al. 1999. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis. Geochim. Cosmochim. Acta, 63: 2071-2088.

Grew E S, Manton W I. 1986. A new correlation of sapphirine granulites in the Indo-Antarctic metamorphic terrain, late Proterozoic dates from the Eastern Ghats Province of India. Precambrian Research, 33:123-137.

Grunow A, Hanson R, Wilson T. 1996. Were aspects of Pan-African deformation linked to Iapetus opening?.Geology, 24:1063-1066.

Harley S L. 1987. Precambrian geological relationships in high-grade gneisses of the Rauer Islands, East Artarctica. Australian Journal of Earth Sciences, 34:175-207.

Harley S L. 1988. Proterozoic granulites from the Rauer Group, East Artarctica. I. Decompressional pressure-temperature paths deduced from mafic and felsic gneisses. Journal of Petrology, 29:1059-1095.

Harley S L, Fitzisimon I C W. 1991. Pressure-temperation evolution of metapelitic granulites in a polymetamorphic terrane: the Roup Group, East Antarctica. Journal of Metamorphic Geology, 9:231-243.

Harley S L, Fitzisimon I C W. 1995. High-grade metamorphism and deformation in the Prydz Bay region, East Antarctica: terranes, events and regional correlations. In: Yoshida Y, Santosh M (eds) India and Antarctica During the Precambrian. Geological Society India, Memoir, 34:73-100.

Harley S L, Snape I, Black L P. 1998. The evolution of a layered metaigneous complex in the Rauer Group, East Antarctica: evidence for a distinct Archaean terrane. Precambrian Research, 89:175-205.

Harley S L. 2003. Archaean-Cambrian crustal development of East Antarctica: metamorphic characteristics and tectonic implications. In: Yoshida M, Windley B. F, Dasgupta S. (eds) Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup. Geological Society, London, Special Publications, 206:93-130.

Hensen B J, Zhou B. 1995. A Pan-African granulite facies metamorphic episode in Prydz Bay, Antarctica: evidence from Sm-Nd garnet dating. Australian Journal Earth Sciences, 42:249-258.

Hensen B J, Zhou B, Thost D E. 1997. Recognition of multiple high grade metamorphic events with garnet Sm-Nd chronology in the northern Prince Charles Mountains, Antarctica. In : Ricci C. A. (ed) The Artarctica Region, Geological Evolution and Processes, Terra Antartica Publication, Siena, 97-104.

Holland T, Blundy J. 1994. Non-deal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contrib. Mineral. Petrol. 116, 433-447.

Irvine TN, Baragar WR.1971. A guide to the chemical classification of the commen volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8:523-548.

Jacobs J, Kreutzer H, Weber K. 1995. K-Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ and apatite fission track evidence for Neoproterozoic and Mesozoic basement rejuvenation events in the Heimefrontfjella and Mannfallknausane (East Antarctica). Precambrian Research, 75:251-262.

Jahn B M, Wu F Y, Lo C H, Tsai C H. 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr-Nd isotopic exidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the Dabie complex, central Chine. Chem.Geol., 157(1-2): 119-146.

Kelsey D E, Powell R, Wilson C J L, Steele D A. 2003a. (Th + U)-Pb monazite ages from Al-Mg-rich metapelites, Rauer Group, East Antarctica. Contributions to Mineralogy and Petrology, 146:326-340.

Kelsey D E,White R W, Powell R, Wilson C J L, Quinn C D. 2003b. New constraints on metamorphism in the Rauer Group, Prydz Bay, East Antarctica. Journal of Metamorphic Geology,21:739-759.

Kinny P D, Black L P, Sheraton J W. 1993. Zircon ages and the distribution of Archaean and Proterozoic rocks in the Rauer Islands. Antarctic Science, 5:193-206.

King P L.1997. Chracterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlak fold belt, southeastern Australia. Journal of Petrology, 38: 371-391.

Lanyon R, Black L P, Seitz H M. 1993. U-Pb zircon dating of mafic dykes and its application to the Proterozoic geological history of the Vestfold Hills. Contributions to Mineralogy and Petrology, 115:184-203.

Leake B E. 1990. Granite magmas : their sources, initiation and consequences of emplacement. Jour Geol Soc Lond. 147: 579-589.

Leake B E. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommitte on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. Mineralogical Magazine, 61: 295-232.

Liegeois J R . 1998. Some words on the Post- collisional magmatism. Lithos, 45:XV-XVII

Liu X C, Zhao Y, Liu X H, 2002. Geological aspects of the Grove Mountains, East Antarctica. Royal Society of New Zealand Bulletin, 35:161-166.

Liu X C, Zhao Z, Zhao Y, Chen J, Liu X H. 2003. Pyroxene exsolution in mafic granulites from the Grove Mountains, East Antarctica: constraints on Pan-African metamorphic conditions. European Journal of Mineralogy, 15:55-65.

Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of the America Bulletin 101, 635-643.

Manton W I, Grew E S, Hoffman J, Sheraton J W. 1992. Granitic rocks of the Jetty Peninsula, Amery Ice Shelf area, East Antarctica .In: Yoshida Y, Kaminuma K, Shiraishi K. (eds) Recent Progress in Antarctic Earth Science, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 179-189.

Martin H. 1994. The Kuiqi peralkaline granitic complex(SE Chine), petrology and geochemistry. Journal of Petrology, 35: 983-1015.

Mcdonough W F, McCulloch M T, and Sun S S.1985. Isotopic and geochemical systematics in TertiaryRecent basalt from southeastern Australia and implications for the evolution of the sub-continental lithosphere. Geochim. Cosmochim. Acta .49,2051-2067

Meert J G, van der Voo R. 1997. The assembly of Gondwana 800-550 Ma. Journal of Geodynamics 23:223-235.

Michell A H.1990. A review of compositional variation of amphiboles in alkaline plutonic complexs.Lithos, 26:135-156.

Middlemost EAK. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Sci. Rev. , 37: 215-224.

Moores E M. 1991. Southwest U.S.-East Antartica (SWEAT) connection: a hypothesis. Geology, 19:425-428.

Nelson D R and McCulloch M T.1989. Enriched mantle components and mantle recycling of sediments. In Kimberlites and Related Rocks, Vol, 1;There Compositions, Occurrence, Origin and Emplacement(ed. J. Ross);Geol.Soc.Spec.Publ.30,489-515.

Nichols G T and Ferry R F.1991.Adecompressional P-T path ,Reinbolt Hills, East Antarctica. Journal of Metamorphic Geology ,9:257-266

Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956-983.

Pearce J A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes 19: 120-125.

Peccerillo R, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. 58: 63-81.

Pitcher W S,1983.Granite type and tectonic environment. In Hsu K(ed) Mountain Building Processes. Academic Press. London, 19-40.

Powell C M, Pisarevsky S A. 2001. Late Neoproterozoic assembly of East Gondwana. Geology, 30: 3-6.

Qiao Guangsheng. 1998. Normalization of isotopic dilution analyses-a new program for isotope mass spectrometric analysis. Scientia Sinica (Series A), 31: 1263 -1268.

Rogers N W, Hawkesworth C J, and Marsh J S.1985.The Geochemistry of potassic lavas from Vulsini, central Italy and implications for mantle enrichment process beneath the Rome region. Contrib.Mineral.Petrol.90:244 -257

Schmidt M W, 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contrib. Mineral. Petrol. 110: 304 -310.

Schmidt M W, 1996. Experimental constraints on recycling of potassium from subducted ocean crust. Science, 272:1927-1930

Seitz H M, 1994. Estimation of emplacement pressure for 2350Ma high-Mg tholeiite dykes, Vestfold Hills, Antarctica. European Journal of Mineralogy, 6:195-208.

Shackleton R M.1996. The final collision between East and West Gondwana: where is it? Journal African Earth Science,23:271-287.

Sheraton J W, Black L P, McCulloch M T. 1984. Regional geochemical and isotopic characteristics of high-grade metamorphics of the Prydz Bay area: the extent of Proterozoic reworking of Archaean continental crust in East Antarctica. Precambrian Research, 26:169-198.

Shiraishi K, Hiroi Y, Ellis D J, Fanning C M, Motoyoshi Y, Nakai Y. 1992. The first report of a Cambrian orogenic belt in East Antarctica – an ion microprobe study of the Lützow-Holm Complex. In: Yoshida Y, Kaminuma K., Shiraishi K. (eds) Recent Progress in Antarctic Earth Science. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 29-35.

Sims J R, Dirks P H G M, Carson C, Wilson C J L. 1994. The structural evolution of the Rauer Group, East Antarctica: mafic dykes as passive markers in a composite Proterozoic terrain. Antarctic Science, 6:379-394.

Stern R L. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen:implications for the consolidation of Gondwanaland. Annu.Rev. Earth Planet.Sci.,22:319-351.

Stüwe K, Powell R. 1989. Low pressure granulite facies metamorphism in the Larsemann Hills area, East

Antarctica: petrology and tectonic implications for the Prydz Bay area. Journal of Metamorphic Geology, 7:465-484.

Stllwe K, Braun HM, Peer H. 1989. Geology and structure of the Larsemann Hills area, Prydz Bay, East Antarctica. Australian Journal Earth Sciences, 36:219-241.

Sun S S, Mcdonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Sanuder, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society Special Publication No. 42, pp.313-345.

Sylvester P J.1989. Post-collisional alkaline granites. Journal of Geology, 97: 261-281.

Taylor S R, McLennant S M.1985. Th Continental Crust: Its Composition and Evolution.Blackwell,Oxford,pp.312

Thost D E, Hensen B J, Motoyoshi Y. 1994. The geology of a rapidly uplifted medium and low pressure granulite facies terrane of Pan African age: the Bolingen Islands, Prydz Bay, East Antarctica. Petrology, 2:293-316.

Tingey R G. 1991. The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica. In: Tingey R J. (ed) The geology of Antarctica, Oxford University Press, Oxford, 1-73.

Torsvik T H, Carter L M, Ashwal L D, Bhushan S K, Pandit M K, Jamtveit B. 2001. Rodinia refined or obscured: palaeomagnetism of the Malani igneous suite (NW India). Precambrian Research, 108:319-333.

Turner S P, Foden J D, Morrison R S.1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia. Lithos, 28: 151-179.

Turner S, Arnaud N, Liu J, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N, Kelley S, Calsteren PV, Deng W.1996. Post-collision shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. Journal of Petrology, 37: 45-71.

Warner M, Morgan J, Barton P, Morgan P, Price C, Jones K.1996. Seismic reflections from the mantle represent relict subduction zones within the continental lithosphere. Geology, 24: 39-42.

Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogensis. Contrb Mineral Petrol, 95: 407-419.

Wilson T, Grunow A M, Hanson R E. 1997. Gondwana assembly: The view from southern African and East Gondwana: Journal of Geodynamics, 23:263-286.

Wones D R.1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. Am. Mineral. 74: 744-749.

Wyllie P J, Sekine T.1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. Contrib.Mineral.Petrol.,79: 385-380.

Yoshida M, Jocobs J, Santos M, Rajesh H M. 2003. Role of Pan-African events in the Circum-East Antarctic Orogen of East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup. In: Yoshida M, Windley B F, Dasgupta S. (eds) Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup. Geological Society, London, Special Publications, 206:57-75.

Zhang M, Suddaby P, Thompson R N, Thirlwall M F, Menzies M A.1995. Potassic volcanic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis. Journal of Petrology, 36: 1275-1303.

Zhang L, Tong L, Liu X H, Scharer U. Conventional U-Pb age of the high-grade metamorphic rocks in the Larsemann Hills, East Antarctica, in: Z Pang, J. Zhang, J. Sun (Eds.), Advances in Solid Earth Sciences,

Science Press, Beijing, 1996, pp. 27-35.

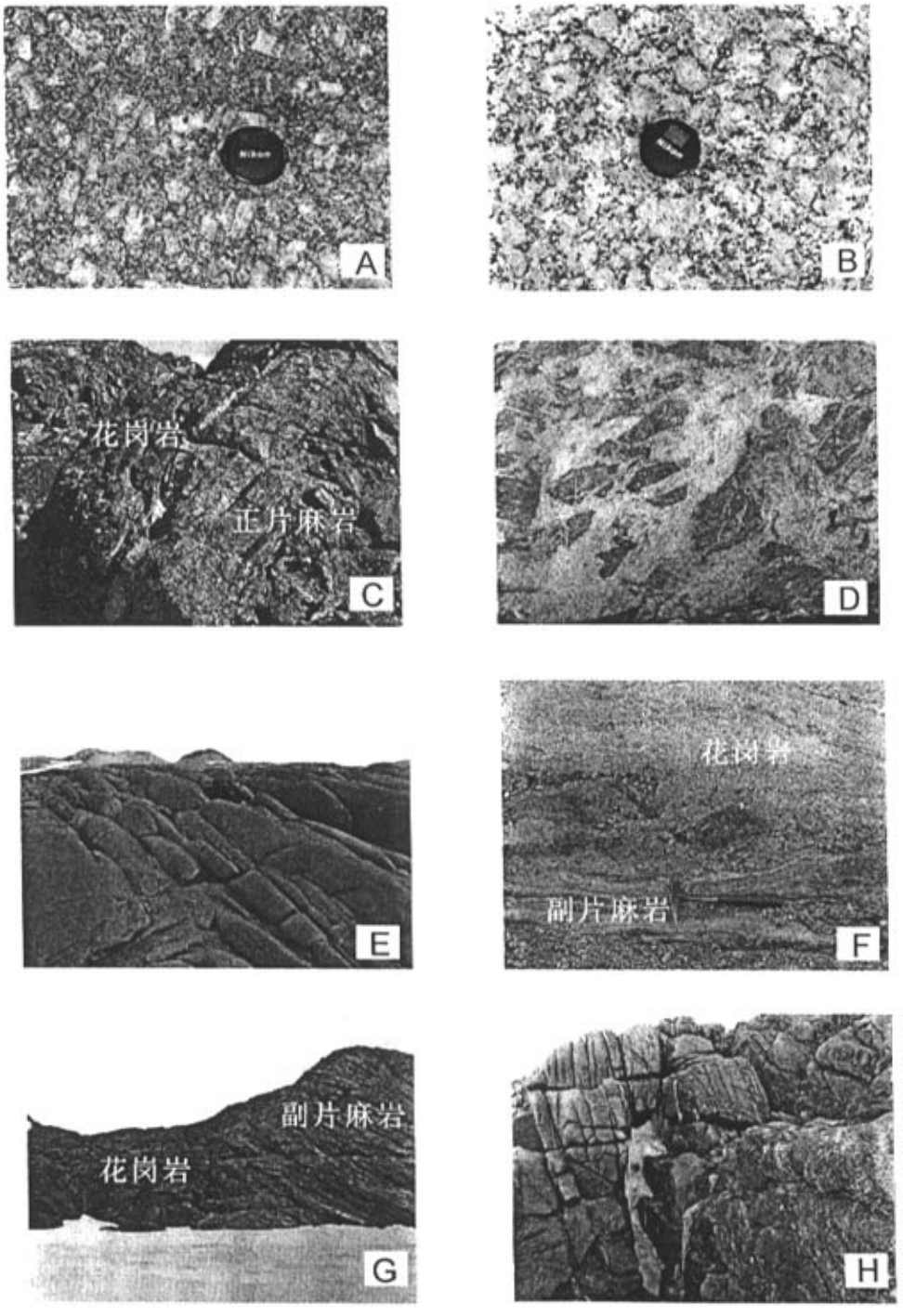
Zhao Y, Song B, Wang Y. 1992. Geochronology of tne metamorphic evolution of the larsemann Hills,East Antarctica.In: Yoshida,Y,et al. (eds) Resent Progress in Antartic Earth Science. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 155-161.

Zhao Y, Liu X C, Song B, Zhang Z, Li J, Yao Y, Wang Y. 1995. Constraints on the stratigraphic age of metasedimentary rocks of the Larsemann Hills, East Antarctia: possible implication for Neo-Proterozoic tectonics. Precambrian Research, 75:175-188.

Zhao Y, Liu X C, Fanning C M, Liu X H. 2000. The Grove Mountains, a segment of a Pan-African orogenic belt in East Antarctica. Abstract Volume of 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil.

Zhao Y, Liu X H, Liu X C, Song B. 2003. Pan-African events in Prydz Bay, East Antarctica, and their implications for East Gondwana tectonics. In: Yoshida M, Windley B F, Dasgupta S. (eds) Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup. Geological Society, London, Special Publications, 206,231-245.

图版 I



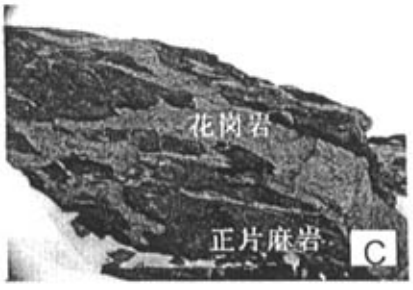
普里兹湾地区野外照片

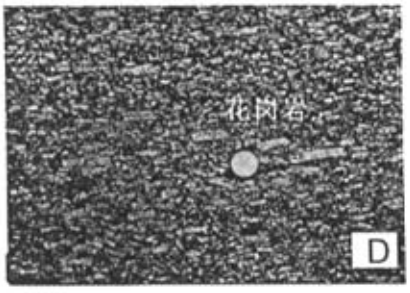
A 兰丁花岗岩 B 穆如科尔山花岗岩 C 穆如科尔山花岗岩与副片麻岩的接触界限 D 穆如科尔山正片麻岩夹麻粒岩团块 E 米洛半岛进步花岗岩 F 维克岛的进步花岗岩与副片麻岩的接触界限 G 达尔克岛二长花岗岩与副片麻岩的接触界限 H 达尔克岛二长花岗岩

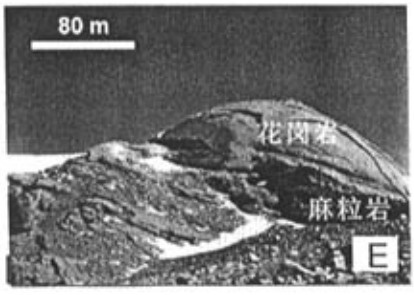
图版 II

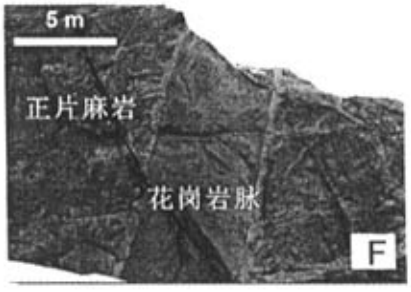






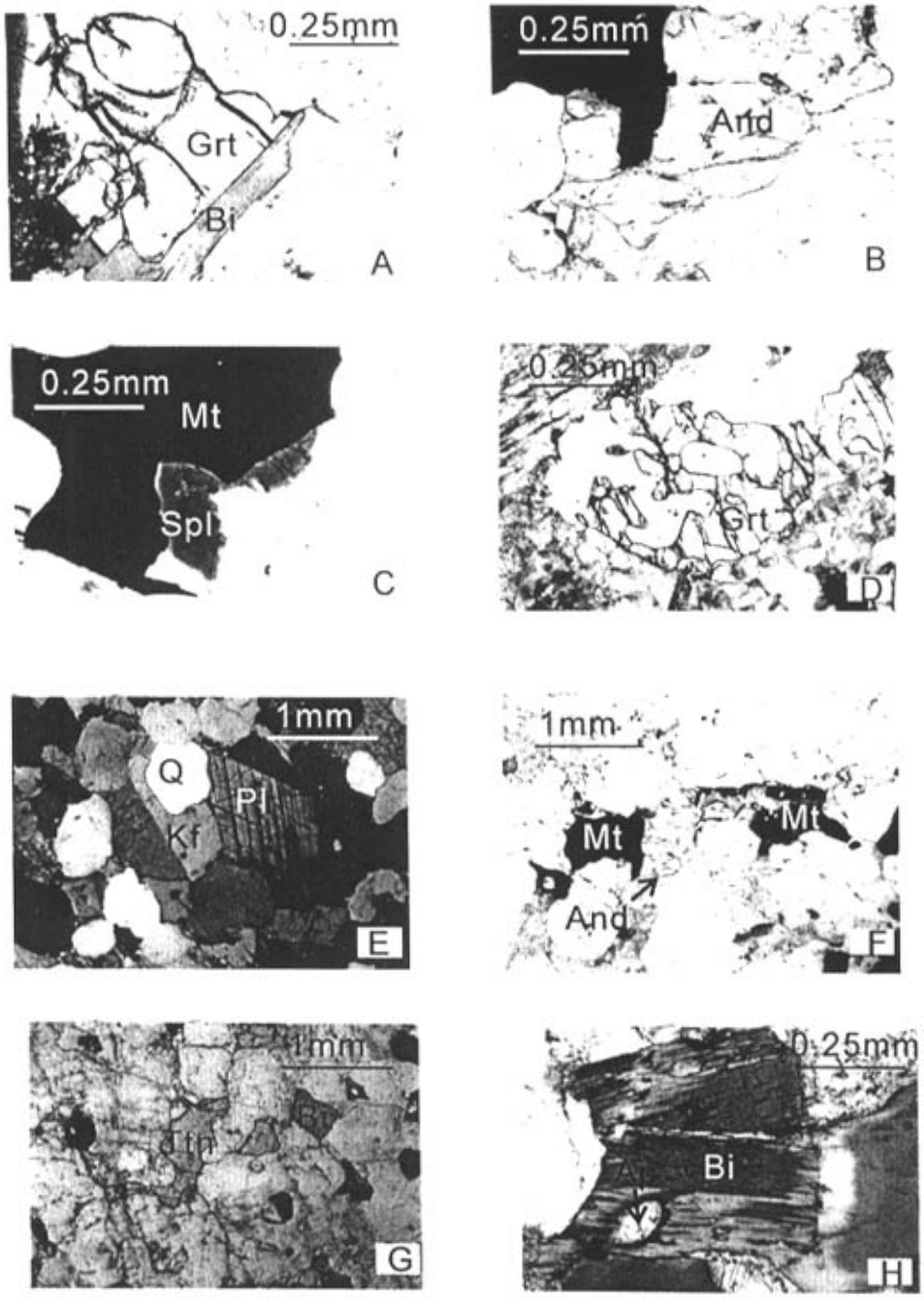






格罗夫山地区野外照片
A 层状紫苏花岗岩被条带状花岗岩侵入(哈丁山)
B 层状紫苏花岗岩被席状花岗岩侵入(哈丁山)
C 花岗岩与正片麻岩的侵入接触(戴维岛峰)
D 花岗岩中钾长石斑晶呈明显定向分布(戴维岛峰)
E 包含有镁铁质麻粒岩包体的花岗岩露头(暴风悬崖)
F 花岗岩脉切穿正片麻岩围岩(布莱克岛峰)

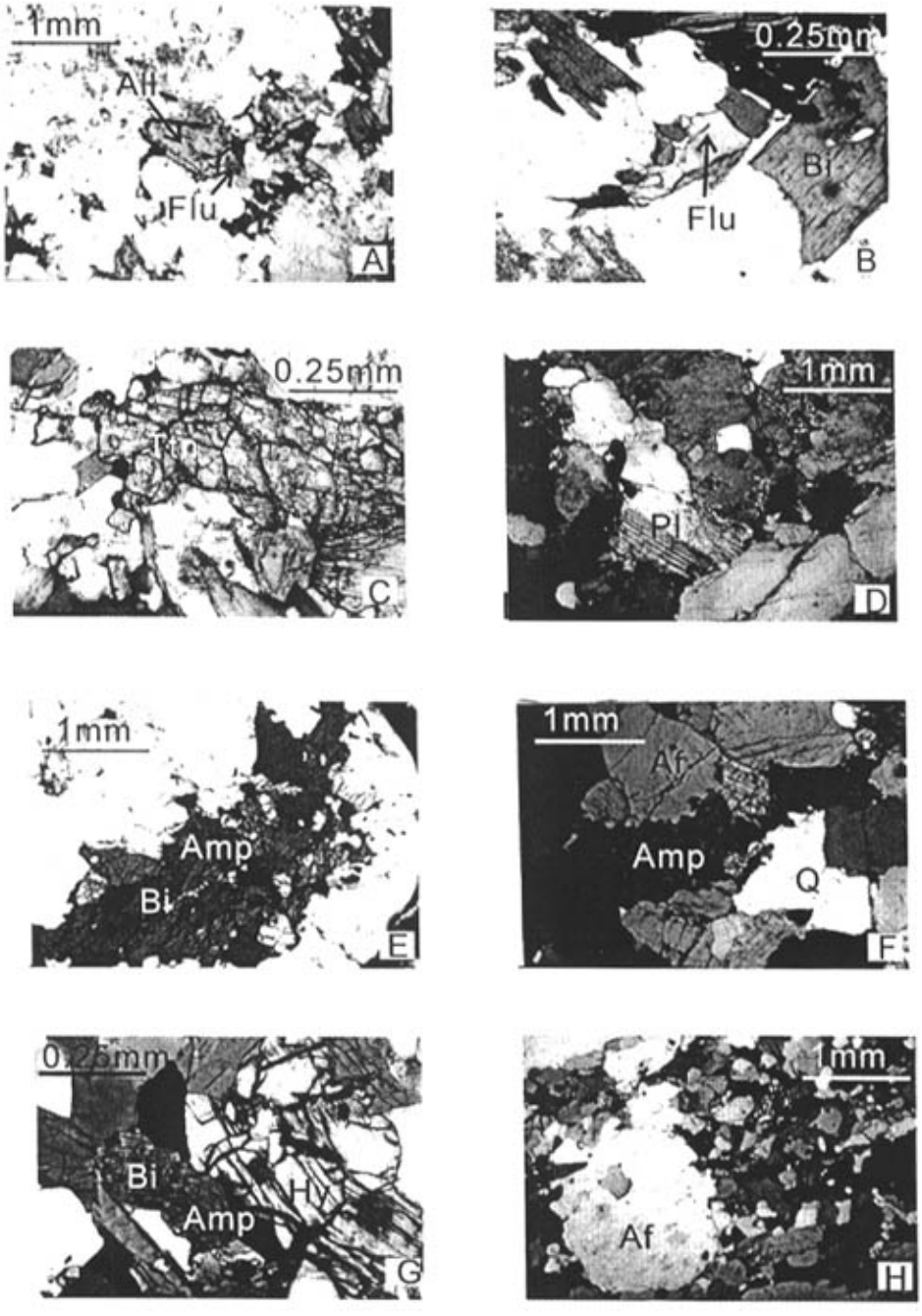
图版 III



图中 Grt 示石榴石； Bi 示黑云母；And 示红柱石；Spl 示尖晶石；Mt 示磁铁矿；Ap 示磷灰石；Kf 示钾长石；Q 示石英；Ttn 示榍石

A 090-1 10×单偏光 石榴石斑晶与黑云母共生；B 090-2 10×单偏光 红柱石斑晶；C 090-1 10×单偏光 尖晶石与磁铁矿共生；D 100-1 10×单偏光 石榴石斑晶；E 090-2 2.5×正交偏光 石英钾长石和斜长石共生；F 090-2 2.5×单偏光 红柱石与磁铁矿共生 ；G 001-1 2.5×单偏光 榍石与黑云母；H 001-1 10×单偏光 黑云母绿泥石化并包裹磷灰石

图版 IV



图中 All 示褐帘石；Flu 示萤石；Bi 示黑云母；Pl 示斜长石； Amp 示角闪石；Af 示钾长石；Q 示石英；Hy 示紫苏辉石；Ttn 示榍石。

A 083-1 2.5×单偏光 褐帘石与萤石共生；B 083-1 10×单偏光 萤石与黑云母共生；C 083-1 10×单偏光 榍石斑晶；D 083-1 2.5×正交偏光 斜长石的卡钠复合双晶；E 035-5 2.5×单偏光 角闪石与黑云母共生；F 035-5 2.5×正交偏光 角闪石、钾长石与石英共生；G HM6-1 10×单偏光 紫苏辉石、黑云母与角闪石共生；H HM6-1 2.5×正交偏光 钾长石斑晶

作者简介

一、学历

1996 年毕业于西安地质学院（现长安大学）地质系，获学士学位；

1996 年－2000 年在陕西省地勘局第一水文队工作；

2000 年－2003 年在西北大学地质系学习，获硕士学位；

2003 年 9 月在中国地质科学院地质力学研究所攻读博士学位。

二、课程学习

攻读博士学位期间共修课程五门，分别为英语、马克思主义政治理论、地球科学进展、地球物质学和构造地质学，已修满规定学分。

三、参加课题情况

参加国家自然科学基金项目《东南极普里兹带从格林维尔到泛非期变质与岩浆演化及其大地构造意义》(40372046)和国土资源大调查项目《东南极普里兹带 1：50 万地质图编制》(1212010511505)的研究工作，承担项目中有关岩石学和地球化学方面的工作。

四、已发表论文

1. 李淼,刘晓春. 东南极泛非普里兹带－碰撞造山带还是板内造山带？地质论评, 2006 (出版中).
2. 李淼,张成立,苑科增. 南秦岭迷坝岩体的地球化学特征及其地质意义. 西北大学学报(自然科学版), 2004, 34(3): 325-330.
3. 张成立,罗静兰,李淼. 东秦岭西坝花岗岩体及其脉岩的地球化学特征及其地质意义. 西北大学学报(自然科学版), 2002, 32(4): 384-388.

东南极普里兹带花岗岩类的年代学、地球化学及其构造意义

万方数据 WANFANG DATA 文献链接

作者： 李淼
学位授予单位： 中国地质科学院

相似文献(6条)

1. 期刊论文 刘晓春. LIU XiaoChun 东南极普里兹带多期变质作用及其对罗迪尼亚和冈瓦纳超大陆重建的启示 -岩石学报2009, 25(8)

东南极普里兹带是一条经受格林维尔期和泛非期高级构造热事件影响的多相变质带,其构造演化过程与罗迪尼亚和冈瓦纳超大陆的形成密切相关.新的岩石学和年代学资料表明,普里兹带中的格林维尔期高级变质作用是区域性的,并经历了>970Ma和930～900Ma两个演化阶段(期),变质条件达到相对高温高压的麻粒岩相.格林维尔期造山作用起始于活动大陆边缘或岛弧环境下的岩浆增生,最后发展到陆陆碰撞,从而使印度、东南极西陆块和非洲的卡拉哈里克拉通拼合在一起,构成了罗迪尼亚超大陆的重要组成部分之一.普里兹带中的泛非期高级变质作用并不象前人认为的那样只发生在中低压麻粒岩相条件下,而是达到高压麻粒岩相,并具有近等温减压的顺时针P-T演化轨迹.格林维尔期变质先驱的普遍存在说明泛非期碰撞造山事件主要叠加在印度-南极陆块东缘的基底杂岩之上,所以其主缝合线的位置应该在现今普里兹带的东南方向,并可能向南极内陆延伸到甘布尔采夫冰下山脉.对不同类型岩石的精细定年揭示,普里兹带中泛非期造山作用过程从570Ma一直持续到490Ma,这与东非造山带的晚期碰撞阶段大致相吻合.因此,冈瓦纳超大陆的最后拼合可能是通过西冈瓦纳、印度-南极陆块和澳大利亚-南极陆块等三个陆块的近于同期碰撞来完成的.

2. 期刊论文 李淼. 刘晓春. LI Miao. LIU Xiaochun 东南极泛非普里兹带:碰撞造山带还是板内造山带 -地质论评2006, 52(3)

东南极普里兹带是近几年在南极大陆上识别出的一条重要的泛非期构造带,因其成因涉及到冈瓦纳超大陆在寒武纪时的形成与演化问题,因此一直是国际地学界关注的焦点.但到目前为止,对于该造山带的构造属性还存在着不同的认识,有些人认为它是板内造山带,而另一些人认为它是两个大陆板块之间的碰撞带.其基本特征是:普里兹带两侧为前泛非期不同性质的岩石圈单元,整个区域经历了早期中-下地壳挤压逆冲和晚期中-上地壳伸展垮塌的构造演化历史,区域麻粒岩相变质作用表现为近等热减压的顺时针p-t轨迹.此外,东南极克拉通与冈瓦纳其他块体在500 Ma前的古地磁极移曲线并不一致.所以,尽管目前尚未发现蛇绿岩套、岛弧增生杂岩或高压变质岩等直接指相标志,但这些特征均反映了普里兹带是板间碰撞拼合的缝合带,而不是板内造山带,东南极地盾本身则是由不同块体在泛非期拼合而成的.

3. 期刊论文 刘晓春. 赵越. 刘小汉. 胡健民. 徐刚. Liu Xiaochun. Zhao Yue. Liu Xiaohan. Hu Jianmin. Xu Gang 东南极普里兹带高级变质作用演化 -地学前缘2007, 14(1)

东南极普里兹带是经历泛非期高级变质和强烈变形的造山带,其内发现有经历格林维尔期高级变质事件的残块.格林维尔期变质矿物组合局部见于姐妹岛和赖于尔群岛,其高峰变质条件达到>950 ℃和>0.95 GPa.泛非期高级变质作用是区域性的,其高峰变质并不像前人想象的那样只发生在中低压麻粒岩相条件下,而是高达850～950 ℃和0.90～0.95 GPa.这些岩石随后经历了近等温减压过程,在760～860 ℃和0.55～0.70 GPa的条件下达到了重新平衡,并进一步减压或近等压冷却至450～750 ℃和0.30～0.50 GPa.同造山的紫苏花岗岩在减压伸展阶段侵位于格罗夫山地区的变质杂岩中,而晚-后造山的A型花岗岩、伟晶岩和花岗岩脉则遍布于整个普里兹带,从而构成一个完整的造山演化序列.由此可见,现有研究资料支持普里兹带是一条冈瓦纳超大陆在泛非期拼合的碰撞造山带的认识.

4. 会议论文 赵越 东南极普里兹带1:50万地质图编制中的若干问题 2007

介绍东南极普里兹带1:50万地质图是我国在南极首次编制的中比例尺地质图。由于东南极普里兹带是一条新元古代末—寒武纪的高级变质地体,涉及东南极和东冈瓦纳古陆在新元古代末—寒武纪的拼合,因此,岩石单元的选取是十分关键的。

5. 期刊论文 胡健民. 刘晓春. 赵越. 徐刚. 任留东. HU Jianmin. LIU Xiaochun. ZHAO Yue. XU Gang. REN Liudong 南极普里兹造山带性质及构造变形过程 -地球学报2008, 29(3)

南极大陆足世界上最古老的大陆之一,是冈瓦纳大陆的重要组成.第一次南极科学考察以来,中国地质科学院一直参加南极研究.目前为止,已有33人次参加了14次南极考察,其中2人进入南极内陆格罗夫山考察.经过几代科学家20多年的努力,取得了一系列成果.传统观点认为,东南极大陆是由太古宙陆核与围绕陆核的元古宙活动带组成,东冈瓦纳大陆在晚元古代格林威尔事件后完成统一大陆的构建.上世纪90年代初,在原属于环东南极格林维尔活动带的不同部位识别出-系列晚新元古-早古生代的泛非期(约500 Ma)构造热事件,对传统的东南极大陆模式提出了挑战.其中,普里兹湾地区泛非构造热事件在最近几年的研究中被中国科学家证明向南延伸到南极内陆的格罗夫山一带,在东南极大陆内部形成了一条泛非期构造带.然而,普里兹带的构造属性一直受到研究者的争论.人们关注的焦点是这条泛非期普里兹构造带到底是一条陆内变形带?还是板块碰撞带?因为这个问题直接关系到东南极大陆的结构与形成时代,更关系到东冈瓦纳大陆形成演化过程的重建.2007年,"南极普里兹带1:50万地质图编制"与"南极埃默里冰架-格罗夫山综合地质调查与研究"课题组对普里兹带研究取得了重要进展:①完成了我国在南极的第一张中比例尺地质图,为普里兹构造带的研究、为探讨冈瓦纳大陆的重建,奠定了新的基础;②格罗夫山地区首次发现高压麻粒岩,根据石榴子石的化学环带和单斜辉石原始成分的恢复获得峰期变质条件为12.9～15.8 kb、810～910℃,减压退变质条件为7.6～10.3 kb、700～760℃,具有顺时针演化的P-T轨迹.SHRIMP锆石U-Pb定年揭示高压变质作用发生的时代为545～542 Ma.这项成果首次为确认普里兹构造带为碰撞造山带提供了直接的岩石学证据;③普理兹构造带麻粒岩地体变质作用、花岗岩浆侵位构成的热事件经历了ITD+IBC发展轨迹,也是大陆碰撞带的指示标志;④基本上确定了普里兹构造带构造格架与变形序列及演化过程;⑤发现格罗夫山地区大型低角度韧性剪切变形带,变形时代为.530～480 Ma;⑥格罗夫山地区NENNE向延伸的沟谷-纵岭地貌特征是由于晚中生代到新生代区域上蓝伯特裂谷发育过程中形成的.

6. 期刊论文 李淼. 刘晓春. 赵越. LI Miao. LIU XiaoChun. ZHA Yue 东南极普里兹湾地区花岗岩类的锆石U-Pb年龄、地球化学特征及其构造意义 -岩石学报2007, 23(5)

东南极普里兹湾地区出露大量泛非期花岗质岩类,利用IA-ICP-MS锆石U-Pb原位定年方法测得达尔克花岗岩、蒙罗克尔花岗岩和阿曼达花岗岩的年龄分别为519±2Ma, 497±2Ma和498±7Ma.所有普里兹湾地区花岗岩类均具有较高的全碱含量以及K2O/Na2O、FeOT/(FeOT+MgO)和10^4Ga/Al比值,较低的Mg、Ca、Cr和Ni丰度,表现出A型花岗岩的特点,同时还富集大离子亲石元素和稀土元素,不同程度亏损Sr、Nb、Ta、P和Ti,并具有高87Sr/86Sr初始比值和低 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值的同位素特征.研究结果表明,普里兹湾地区的岩浆活动可能与后碰撞的造山作用有关,包括岩石圈减薄、岩浆底侵和地壳伸展作用等.普里兹湾A型后碰撞花岗岩的确定支持普里兹带为碰撞造山带的构造属性.

本文链接：http://d.g.wanfangdata.com.cn/Thesis_Y932169.aspx
授权使用：西北大学(xaxbdx)，授权号：47008e2b-8e18-44de-b2b0-9dfc00ff921b

下载时间：2010年9月25日