Y1948248

The study of Tangbale ophiolitic in West Junggar, Xinjiang

A Dissertation Submitted for the Degree of Master

Candidate: Yang Baokai

Supervisor: Prof. Li Yongjun

Chang'an University, Xi'an, China

论文独创性声明

本人声明：本人所呈交的学位论文是在导师的指导下,独立进行研究工作所取得的成果。除论文中已经注明引用的内容外，对论文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本论文中不包含任何未加明确注明的其他个人或集体已经公开发表的成果。

本声明的法律责任由本人承担。

论文作者签名：杨宝轩　　2011年6月6日

论文知识产权权属声明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归属学校。学校享有以任何方式发表、复制、公开阅览、借阅以及申请专利等权利。本人离校后发表或使用学位论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，署名单位仍然为长安大学。

（保密的论文在解密后应遵守此规定）

论文作者签名：杨宝轩　　2011年6月6日

导师签名：[illegible]　　2011年6月6日

摘　要

本文以西准噶尔唐巴勒蛇绿岩为研究对象，从岩石组合、岩石学、岩石地球化学、构造环境、及大地构造意义等方面对该岩带作了比较系统的研究。

（1）唐巴勒蛇绿岩位于哈萨克斯坦－准噶尔板块唐巴勒－卡拉麦里古生代复合沟弧带内的准噶尔盆地西南部，出露宽度约4km～8km，由大小不等的多个超基性岩块组成，表现为组分齐全的蛇绿岩。

（2）空间位置关系上，蛇纹岩作为基质分布于岩带的最下部，辉长岩、辉石岩及玄武岩堆积于蛇纹岩之上，硅质岩覆盖在玄武岩之上。各单元之间由于后期构造破坏，均为断层接触。

（3）蛇绿岩中的辉长岩LA－ICP－MS锆石U－Pb测年结果显示，年龄分散且年轻（240－320Ma），代表热事件或者变质年龄，并不代表辉长岩形成的真实年龄。为此综合前人的年代学研究资料，认为唐巴勒蛇绿岩的年龄为447－531Ma，时代属于寒武纪－奥陶纪。

（4）唐巴勒蛇绿岩中玄武岩具有拉斑玄武岩特征，富集大离子亲石元素，亏损高场强元素和显示弱的或没有Eu异常，普遍具有Nb，Ta相对亏损。地球化学特征表明，其形成于弧后盆地环境。

（5）通过对抗蚀变元素Zr，Nb和Y分析，揭示唐巴勒蛇绿岩的岩浆来源于亏损地幔。

（6）综合前人资料及本次研究，西准噶尔地区寒武纪－奥陶纪曾经发生过一次北西向的洋内俯冲事件。

关键词：唐巴勒蛇绿岩，岩石学，寒武纪－奥陶纪，岩石地球化学，构造环境，西准噶尔

Abstract

This dissertation is object on Tangbale ophiolitic in Western Junggar, Xinjiang. Systemic researching the character of ophiolitic of rock combination, petrology, formtive age、petrochemistry, geochemistry, tectonic setting, tectonic significance and so on.

(1)Tangbale ophiolitic distribute the southwest of Junggar basin, kazakhstan—Junggar plate Tangbale—Kalamaili Paleozoic complex trench arc zone, the width is about 4 to 8km, consist of kind of ultrabasicrock, has a complete sequence of ophiolite.

(2)The position of serpentinite is lowest as matrix, gabbro、diabase and basalt accumulate on the serpentinite, and siliceousrock cover with basalt. contact relation between each sequence was fault because of structural demolished.

(3)The gabbro, a sequence of ophiolitic, LA—ICP—MS zircon U—Pb dating shows that ages are disperse and young, stand for tectothermal event or metamorphic age, which can't stand the gabbro's true formation age. so synthesize former formation data, consider that Tangbale ophiolitic was formed about 447Ma—531Ma, belong to Cambrian—Ordovician.

(4)The basalts from the Tangbale ophiolitic display tholeiitic in composition with enrichment in LILEs (e.g., Rb, K and Ba), depletion in HFSEs (e.g., Nb, Ti, Zr and Hf) and weak or no Eu anomalies, depletion Nb, Ta generally, geochemistry character show Tangbale ophiolitic formed in back—arc basin setting。

(5)Insusceptible elements, such as Zr, Nb and Y, are employed to discriminate the nature of magma source of depleted mantle.

(6)This study and previous work constrains north westward subduction model in the West Junggar for the Cambrian—Ordovician.

Key words: Tangbale ophiolitic, petrology, Cambrian— Ordovician, geochemistry, tectonic setting, Western Junggar

目 录

第一章 绪 论 1

1.1 论文选题依据 1

1.2 研究区研究现状 1

1.3 研究目的 1

1.4 研究内容 2

1.5 主要工作量 2

1.6 自然地理及经济概况 3

第二章 唐巴勒蛇绿岩地质特征及岩石学特征 4

2.1 地质特征 5

2.2 岩石学及岩相学特征 7

2.2.1 蛇纹岩 7

2.2.2 蛇纹石化辉石橄榄岩 8

2.2.3 辉长岩 8

2.2.4 玄武岩 9

2.2.5 硅质岩 9

2.3 形成时代及讨论 9

第三章 唐巴勒蛇绿岩岩石地球化学特征 12

3.1 主量元素特征 12

3.2 稀土微量元素特征 14

第四章 唐巴勒蛇绿岩的形成环境、岩浆源区及构造意义 20

4.1 形成环境讨论 20

4.2 岩浆源区 23

4.3 构造意义 23

结论及存在的问题 25

参考文献 26

致 谢 31

已发表文章清单 32

图版说明 33

第一章 绪 论

1.1 论文选题依据

西准噶尔地区处于西伯利亚板块、哈萨克斯坦板块、和塔里木板块的交汇部位，构造活动强烈（Coleman，1989；Feng et al.，1989；张弛等，1995），是区域构造研究的重点地区之一。西准噶尔南部以一套古生代增生杂岩体及其内含有多条蛇绿岩带为特征（朱宝清等，1987；Kwon et al.，1989；郝梓国，1989；唐克东等，1996；朱永峰等，2006；徐新等，2006；王金荣等，2011）。蛇绿岩的研究可以为古板块构造格局恢复、造山带演化、变形变质作用过程重建以及深源成矿作用等方面的研究提供重要信息，所以一直受到地学界的重视（白文吉等，2004；史仁灯，2005；钟立峰等，2006），被广泛应用于全球板块构造系统研究，是目前人类探测地球深部物质组成的最好窗口（Gass，1968；Dewey et al.，1971；Coleman et al.，1971；Moores et al.，1971；Kidd，1977）。蛇绿岩的岩石学、岩相学、岩石地球化学分析不仅能提供岩浆起源、性质、运移、就位等构造演化方面的信息，而且在一定程度上能反映地幔、壳一幔相互作用、岩石圈相互作用及大地构造环境等方面的信息。

本文在野外实地工作的基础上，将野外地质观察与室内研究、宏观与微观研究相结合，通过岩石组合、岩石学和岩相学及地球化学特征，对唐巴勒蛇绿岩各组成单元进行了系统深入的分析，并利用地球化学判别参数和图解对唐巴勒蛇绿岩的成因、形成的构造环境及岩浆源区做深入讨论。结合区域构造演化特征对其大地构造意义进行探讨，为研究西准噶尔构造演化提供依据和新的认识。

1.2 研究区研究现状

前人等对唐巴勒蛇绿岩曾作了大量的研究工作并取得不少的成果（冯益民，1987；郝梓国，1989；张旗，1995a；张旗，1995b；张弛等，1992；张弛等，1993；Jian et al.，2005；杨瑞瑛，2006），但不同的研究者侧重点不同，目前没有形成统一认识。

1.3 研究目的

在详细的野外地质路线填图和剖面控制的基础上，并结合室内岩石样品的详细测试和分析，对研究区唐巴勒蛇绿岩的岩石组合、岩石学、岩相学、岩石地球化学、同

位素年代学及构造环境等方面进行较为详细的研究，基本查明该套岩石的野外产出状态、延伸和分布状况、岩石组合及矿物学特征、岩石地球化学特性以及同位素年龄等。在此基础上，讨论该套岩石组合的野外产出和空间分布状况、岩浆成因和形成构造环境，基本达到研究的两个主要目的：一方面要理清唐巴勒蛇绿岩的岩石组合，空间展布特征及与邻近地层的接触关系；另一方面对岩石地球化学和同位素年龄特征进行分析，讨论唐巴勒蛇绿岩的岩浆源区及其构造意义。

1.4 研究内容

本论文主要的研究内容包括：

（1）对唐巴勒蛇绿岩的野外地质特征进行详细的考察，主要针对岩石的野外分布、产出状态及岩石组成展开详细野外调研。

（2）结合室内的薄片鉴定和岩石地球化学分析，查明岩石的主要岩石学和岩石地球化学特征，包括主量元素、稀土元素及微量元素分析测试；

（3）对辉长岩锆石进行LA－ICP－MS锆石U－Pb测年，确定蛇绿岩的形成时代。

（4）结合唐巴勒蛇绿岩的的空间展布、岩石地球化学特征，讨论唐巴勒蛇绿岩的形成环境。

（5）根据唐巴勒蛇绿岩的形成环境并结合区域构造背景，进一步探讨唐巴勒的蛇绿岩的岩浆源区及其构造意义。

1.5 主要工作量

本文以《新疆托里县阔克哈达一带1∶5万区域地质矿产调查》项目为依托，通过两年多的工作，本次研究所完成的相关工作量见表1－1。

表1－1 论文相关实际工作量一览表

野外地质	野外地质调查	5个月	室内整理	薄片观察	63张
	剖面测制	2条，15km		显微照片	8张
	地质路线	120km		主量	10件
	地质照片	64张		稀土、微量	10件
	手标本	63件		计算机成图	50余张
	地质素描	18幅		查阅相关文献	100余篇

1.6 自然地理及经济概况

研究区行政区隶属托里县、裕民县管辖（图 1－1）。交通较为方便，地段大多可通行汽车。北部距裕民县城 60km，北东部距托里县城约 50km，生产生活物资从托里县城和裕民县城等地供应。

研究区位于准噶尔盆地西缘玛依勒山一带，地貌总体表现为北高南低，海拔高程一般在 1000－800m 左右，大多数地段为高差 50～100m 的中山区。属大陆性气候，冬长夏短，温差大，年最高气温 30℃以上，最低气温-35.7℃。5～9 月为最佳野外工作时间。区内水系不发育，风向多为西北风及北风，南部艾比湖以北地区，受来自阿拉山口风口的影响和湖坡地的湿地气候影响较大。区内野生动植物种类较多。经济以牧业为主，夏季有游牧民临时居住点。民族以哈萨克为主，汉、维吾尔和蒙古等民族较少。

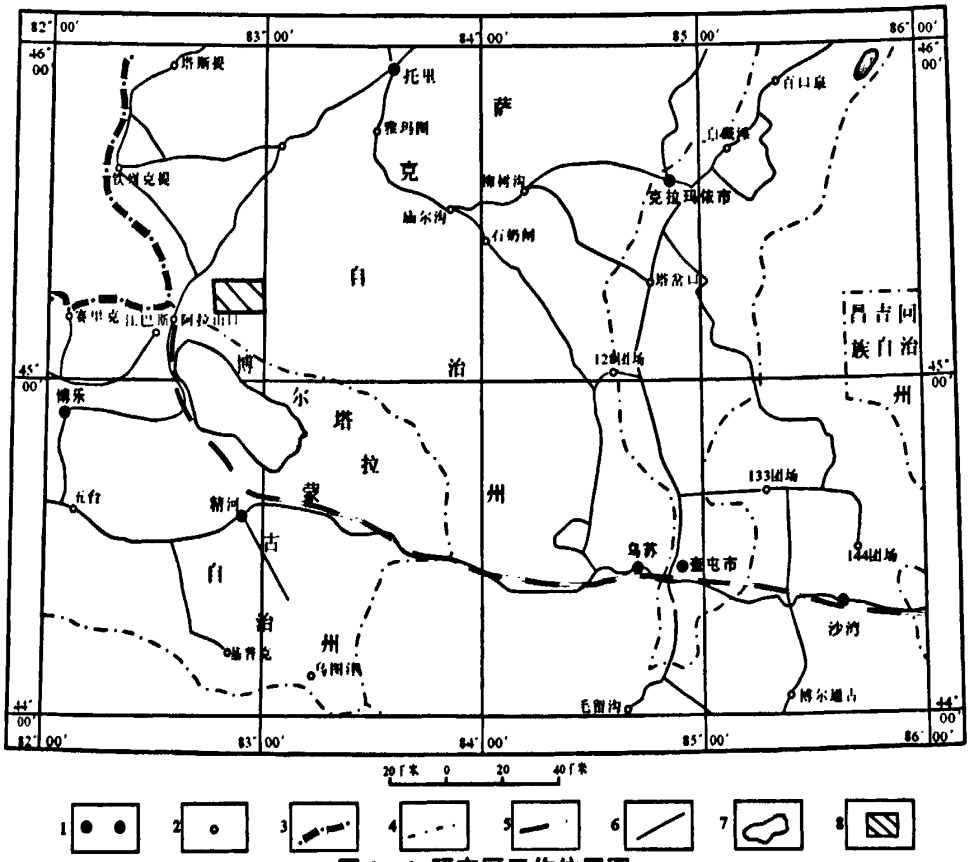


图 1－1 研究区工作位置图

1－城市、县；2－村、镇；3－国界；4－县（市）界；5－铁路；6－公路、简易公路；7－水系；8－本次工作区

第二章 唐巴勒蛇绿岩地质特征及岩石学特征

唐巴勒蛇绿岩带位于准噶尔盆地的西南缘，本文研究集中于岩带的西段，岩带内出露的地层由老到新主要有：以黑云母石英片岩、不等粒变砂岩，角岩化变泥质长石石英粉砂岩－细砂岩等为主的下奥陶统拉巴组，以中酸性－中基性火山喷发岩和硅质岩，夹有浅变质泥质粉砂岩等为主的中奥陶统科克萨依组；以一套滨－浅海相中性凝灰岩、凝灰质粉砂岩、粉砂质泥岩、硅质岩等为主的中泥盆统库鲁木迪组。岩带南部有晚二叠世库兰德岩体侵入中奥陶统拉巴组。

唐巴勒蛇绿岩处于位于哈萨克斯坦－准噶尔板块唐巴勒－卡拉麦里古生代复合沟弧带内（肖序常等，1992；新疆维吾尔族自治区地质矿产局，1993），属拉巴－达尔布特弧形推覆大断裂的弧顶部位（李金铭，1994），呈 NWW－SEE 向展布，出露宽度约 4～8km，形成大小不等的多个超基性岩块（图 2－1），岩块的长轴方向与该地区大地构造行迹方向基本一致。

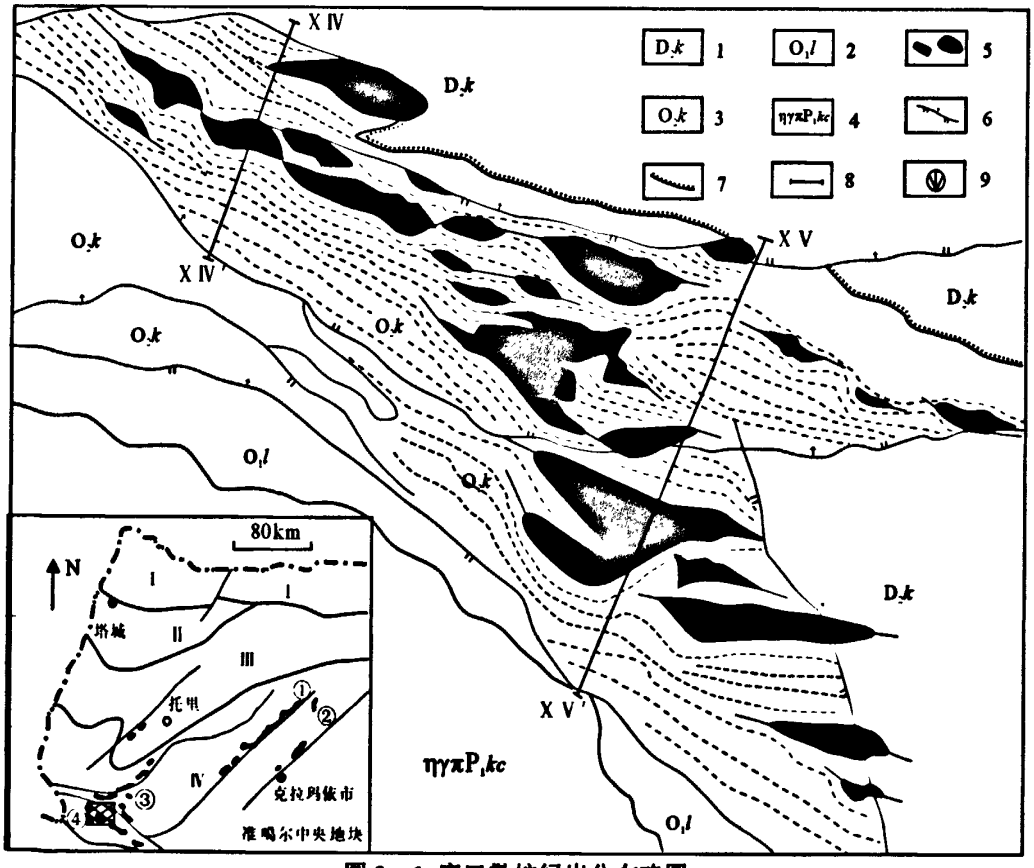


图 2－1 唐巴勒蛇绿岩分布略图

1－库鲁木迪组；2－拉巴组；3－科克萨伊组；4－库兰德岩体；5－蛇绿岩；6－断层；7－不整合；8－剖面位置；9－年龄采样位置；Ⅰ－准古勒拼－阿尔曼太早古生代沟弧带；Ⅱ－塔城晚古生代弧间盆地；Ⅲ－谢米斯台－库兰卡盆中古生代复合沟弧带；Ⅳ－唐巴勒－卡拉麦里古生代复合沟弧带；①－达尔布特蛇绿混杂岩带；②克拉玛依蛇绿混杂岩带；③－玛依勒蛇绿岩；④－唐巴勒蛇绿岩

2.1 地质特征

由剖面ⅩⅣ－ⅩⅣ′、ⅩⅤ－ⅩⅤ′（图2－2，2－3）可见，唐巴勒蛇绿岩是以混杂岩的型式产出（图2－4），岩带以蛇纹岩、蛇纹石化橄榄岩为基质，混杂的岩块主要组成为蛇绿岩组分（图版Ⅰ－1），主要岩性包括蛇纹岩、蛇纹石化辉石橄榄岩、蚀变辉长岩（图版Ⅰ－2）、气孔杏仁构造的玄武岩（图版Ⅰ－3）、玄武岩、硅质岩等（图版Ⅰ－4），及未完全蚀变的橄榄岩透镜体，另有千枚岩化泥质粉砂岩岩块、片理化沉凝灰岩等混杂岩块（图版Ⅰ－5）。

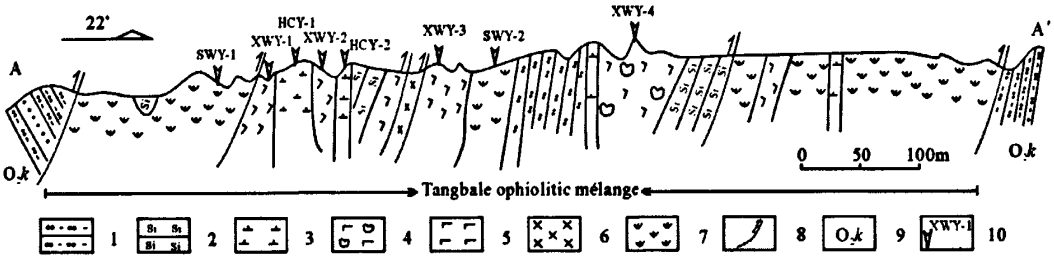


图2－2 新疆西准阔克哈达唐巴勒蛇绿岩带ⅩⅣ－ⅩⅣ′实测剖面图

1－泥质粉砂岩；2－硅质岩；3－闪长岩；4－气孔杏仁玄武岩；5－玄武岩；6－辉长岩；7－蛇纹岩；8－逆断层；9－中奥陶世科克萨依组；10－样品编号及采样位置

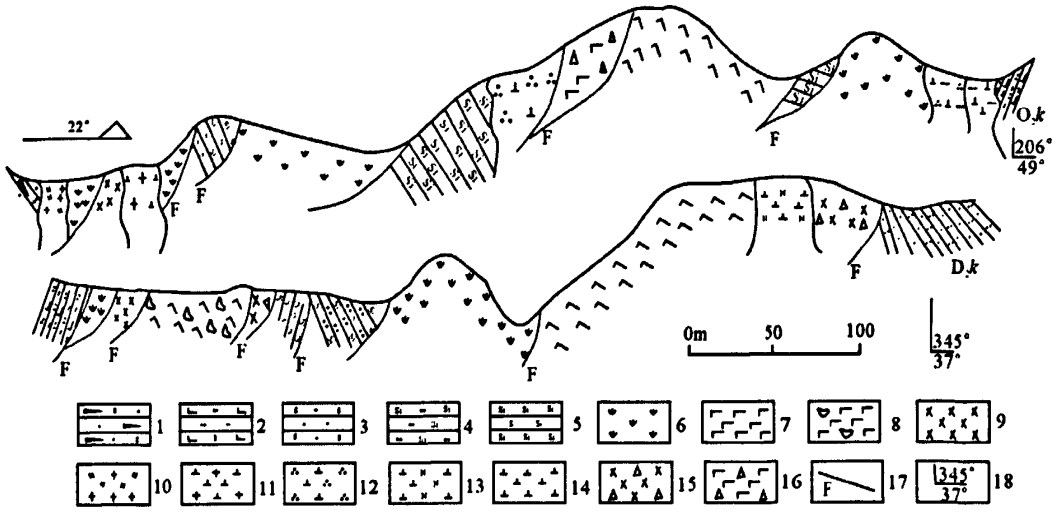


图2－3 新疆西准阔克哈达唐巴勒蛇绿岩带ⅩⅤ－ⅩⅤ′实测剖面图

1－凝灰质岩屑砂岩；2－钙泥粉砂岩；3－凝灰质细砂岩；4－硅质粉砂岩；5－硅质岩；6－蛇纹岩；7－玄武岩；8－气孔杏仁玄武岩；9－辉长岩；10－二长花岗岩；11－花岗闪长岩；12－石英闪长岩；13－英云闪长岩；14－闪长岩；15－碎裂岩化辉长岩；16－碎裂岩化玄武岩；17－断层；18－产状

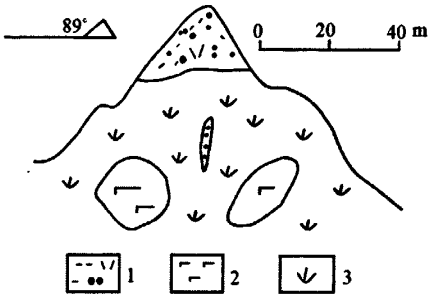


图 2－4 蛇绿混杂岩宏观特征

1－凝灰岩；2－玄武岩；3－蛇纹岩

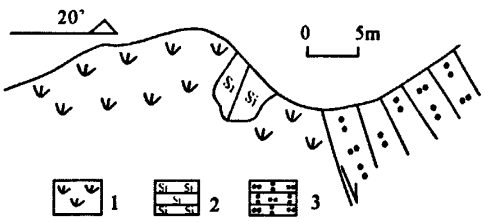


图 2－5 蛇纹岩与地层接触关系

1－蛇纹岩；2－硅质岩；3－凝灰岩

蛇纹岩出露的位置最低，蚀变强烈，绝大部分呈片状和粉末状，部分发生严重石棉化，其间分布有未完全蚀变的橄榄岩透镜体。局部可见明显的烘烤边（图版Ⅰ－6），某些蛇纹岩由于抗风化能力不同，在同一块岩体中出现不同形式的蛇纹岩（图版Ⅰ－7）；局部蛇纹岩与砂岩岩块构造接触处砂岩发生了强烈的片理化（图版Ⅰ－8）；蛇纹岩与地层为断层接触关系（图 2－5）。

辉长岩仅在蛇纹岩之上以残余岩块形式存在，与周围的岩层之间无热接触蚀变现象，研究区代表扩张脊的辉绿岩岩墙群很少，这也是整个西准噶尔蛇绿岩带岩石组合的特点之一，局部发生了构造透镜体化，辉长岩其中的辉长结构也发生了严重的变化，岩石中的矿物也部分被不规则的其它矿物所替代。

火山岩以熔岩为主，局部可见有枕状构造，由于后来的构造作用和差异风化，造成的以“顶盖”的形式突起于蛇纹岩、辉长岩之上。

形态各异的团块状硅质岩，以不连续的露头突出地表。剖面中发现大量的灰色、灰白色、杂色硅质岩，同时还有大量的青灰色硅质岩与紫红色硅质岩的互层，部分硅质岩由于受后期构造应力的作用发生了强烈的揉皱变形（图版Ⅱ－1），遗憾的是本次调查在所采硅质岩样品中还未发现较好的放射虫化石。

岩带中另有多条二长花岗岩、英云闪长岩、花岗闪长岩、闪长岩等脉体侵入，或者蛇纹岩块成为花岗岩的捕虏体（图 2－6）。在某些部位可以看到花岗岩侵入蛇纹岩中（图 2－7）野外局部可见花岗岩体的后期侵入将蛇绿岩块和地层顶起（图 2－8），使其以顶蚀残留体的形式产出。可能为随南部的库兰德岩体侵入到地层中的岩脉，而库兰德岩体花岗岩的年龄经过锆石 LA－LCP－MS 测年，获得的年龄 283±23Ma，表明蛇绿岩的形成年龄早于晚二叠世。

岩石整体变形变质强烈，普遍碎裂岩化、黝帘石化、纤闪石化、糜棱岩化。各构造岩块大小不等，部分岩块棱角明显，呈透镜状，岩块最大扁平面与基质片理大多平

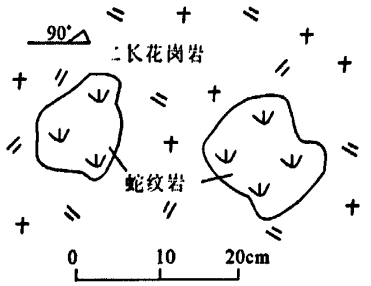


图 2－6 花岗岩中的蛇纹岩捕虏体

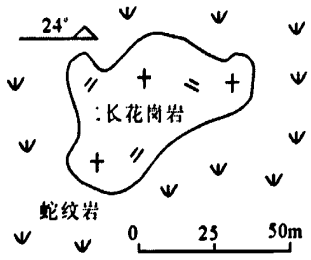


图 2－7 花岗岩侵入蛇纹岩中

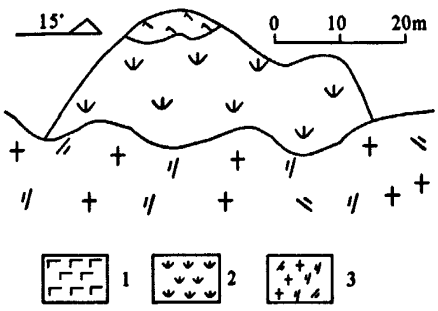


图 2－8 花岗岩顶起蛇绿岩

1－玄武岩；2－蛇纹岩；3－二长花岗岩

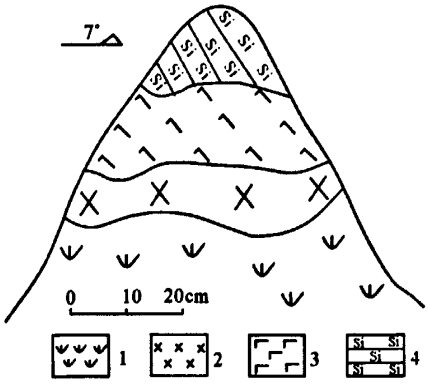


图 2－9 不完整的蛇绿岩套

1－蛇纹岩；2－玄武岩；3－硅质岩

行，有时斜交或垂直。受多条走向基本一致的高角度逆断层控制较明显，使得有些蛇绿岩成构造片状产出，在剖面上形成一个近于由北向南斜冲的叠瓦状构造带，在部分地区只出露其中的几种岩石，但从整个区域来说唐巴勒蛇绿岩仍为一套岩石组合完整的混杂岩带。

2.2 岩石学及岩相学特征

唐巴勒蛇绿岩中的变质橄榄岩主要为蛇纹石化辉橄岩和蛇纹岩，它们广泛发育熔融残余结构，如尖晶石的后成合晶结构，辉石的蚕食破布状结构等。堆积杂岩中的主要岩石类型是辉长岩发育堆晶结构、包含结构等。熔岩主要是拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩及少量的安山岩，但主要以拉斑玄武岩为主，局部可见发育有枕状、块状构造，常与硅质岩共生，变质橄榄岩中普遍蛇纹石化并含有较多的铬尖晶石，而变质橄榄岩上面的岩石中普遍含斜长石。同时见有较多的闪长玢岩、花岗闪长岩、英云闪长岩等花岗质的脉体（图版Ⅱ－7，8）侵入于蛇绿岩中，现分述如下：

2.2.1 蛇纹岩

蛇纹岩通常为深色岩石，多成暗灰绿色、黑绿色、黄绿色，质软具滑感。岩石多成块状，具有纤维状变晶结构或鳞片状变晶结构，主要由蚀变矿物蛇纹石所构成，它

们呈纤维状相互交织部分呈网状，粒度大小不一，为0.005～0.03mm及0.1～0.4mm，含量约占岩石体积分数的95%～98%；磁铁矿呈它形粒状，粒度细小约为0.005～0.05mm,含量一般占岩石体积分数的1%～5%，它们一般沿裂隙呈串珠状、脉状分布于岩石中；铬尖晶石呈半自形粒状，粒径一般为0.2～0.8mm，它们在岩石中呈零星分布，含量占岩石体积分数的1%左右；此外还含有少数的滑石（有些蛇纹岩中滑石含量可达20%左右）、碳酸盐矿物分布。

滑石蛇纹岩多为暗灰绿色、黑绿色、黄绿色，质软具滑感。岩石主要有蚀变矿物所构成。岩石多成块状，具有鳞片、纤维状变晶结构，主要由蛇纹石和滑石所构成。蛇纹石成纤维状，它们的粒度大小不一，粒径为0.01～0.2mm，其杂乱分布，含量占岩石体积分数的55%；滑石成鳞片状，粒径为0.002～0.05mm、，主要分布于蛇纹石之中，含量较多，在40%～45%；岩石中还含有磁铁矿，为它形粒状，粒度细小，沿主要矿物的裂纹呈串珠状成脉状分布，含量为1%～5%；另外还含有络尖晶石，成它形粒状，粒径为0.2～0.7mm，含量较少。（见图版Ⅱ－3，4）

2.2.2 蛇纹石化辉石橄榄岩

岩石为灰绿色和灰黑色，为块状具有纤维状变晶结构。主要由蚀变矿物蛇纹石，其粒度细小在0.1～0.3mm之间，含量为75%；部分矿物具有辉石形态的的残余并显示出绢石的特征，常成不规则状粒径为2～3mm，常成团块状分布，占体积的15%～20%；岩石中还含有磁铁矿，为它形粒状，粒度细小，沿主要的矿物的裂纹呈网状分布，含量为5%～10%；络尖晶石为它形不规则状，呈混染状分布，粒径为0.6～1mm，含量较少1%左右。

2.2.3 辉长岩

岩石为暗灰色、黑灰色。多为块状具有细粒半自形粒状结构，岩石中暗色矿物完全被不规则状的角闪石、纤闪石所代替，粒径大小为0.005～0.4mm及0.7～1.2mm，它们相互镶嵌，含量占体积分数的75%；岩石中斜长石呈不规则状，粒径为0.05～0.1mm，具有强烈的波状消光，被较多的绢云母替代，而斜长石颗粒的边缘被绿帘石替代，而呈镶边状的特征，其中绿帘石呈脉状分布，斜长石含量占体积分数的15%～20%，岩石中绿帘石的含量占岩石总体积的5%～10%。

该蛇绿岩带中有部分辉长岩为蚀变碎裂辉长岩，为角砾状具有碎裂结构，岩石总体明显破裂成角砾状、碎块状、碎粉状，粒度大小不一，其中粒径＜0.05mm的碎粉

约占总体积的 30%以上；岩石中的斜长石呈板条状，粒度为 0.15～0.25mm 及 2～2.8mm，大小不一，它们显示出十分强烈的波状消光，甚至发生碎裂为绢云母所替代，含量占总体积的 10%～15%；岩石中暗色矿物呈柱状，粒径为 0.4～1mm，它们已完全被绿泥石、绢云母、方解石所替代，在岩石中分布不均；岩石中还含有钛磁铁矿，其被白钛石包裹，同样分布不均，占总体积的 1%～5%；岩石中也含有方解石，占总体积的 5%。可见到辉石岩，暗色矿物的主要为单斜辉石（见图版Ⅱ－5）

2.2.4 玄武岩

岩石为灰黑色、青灰色，风化面多为褐色。为块状、杏仁状构造具有交织结构、碎裂结构、变余间隐结构、交结结构。岩石中斜长石微晶为长条状、板状，粒径大部分为 0.01～0.07mm，少部分为 0.25～0.4mm，呈定向排列或杂乱排列，含量占总体积的 55%～60%；微晶之间充填着杂乱分布的纤闪石、绿泥石、方解石、细小的磁铁矿、白钛矿，它们的粒径一般为 0.1～0.3mm，它们分别占总体积的 30%～35%，6%和 5%；岩石中的杏仁体呈圆状、不规则状，大小为 3～6mm，其中充填着方解石；大部分已经绿泥石化，（见图版Ⅱ－6）

2.2.5 硅质岩

岩石为青灰白色、紫红色，隐晶质结构，致密块状构造，岩石主要由粒度细小的隐晶质的石英所构成，粒径大小为 0.001～0.05mm，它们相互镶嵌，成分十分单一，含量占岩石总体积的大于 99%；少数细小的成鳞片状的绿泥石分布于石英之间，呈网脉状，含量小于 1%。

2.3 形成时代及讨论

本次工作在唐巴勒蛇绿岩带中采集辉长岩样品进行 LA－ICP－MS 锆石 U－Pb 年代学分析，制样及分析方法见相关文献（辜平阳等，2009），从样品中选取的锆石为浅黄色－无色透明呈正方双锥状、钮柱状及半截锥状自形晶体，晶体长 0.05～0.20mm，宽 0.02～0.06mm，柱状长宽比为 3:1～6:1，阴极发光图像表现出典型的岩浆韵律环带和明暗相间的条带，属于岩浆结晶产物（图 2－10）。锆石内部结构比较复杂，成因类型多样。部分锆石有残留核部，为继承核或捕获核，部分锆石颗粒具有窄的浅色边，但核部仍显示出清晰的岩浆环带特征，表明浅色边为变质的增生边。

从样品测得的同位素比值和年龄数据（表 2－2）可见，辉长岩年龄（$^{206}Pb/^{238}U$

的年龄）可以分为三组：第一组：331－364Ma；第二组在300－310Ma左右；第三组在270－280Ma左右，总体上集中于280－320Ma之间，锆石具有较高的Th/U比值（多数>0.55）属于典型岩浆成因锆石的范围。

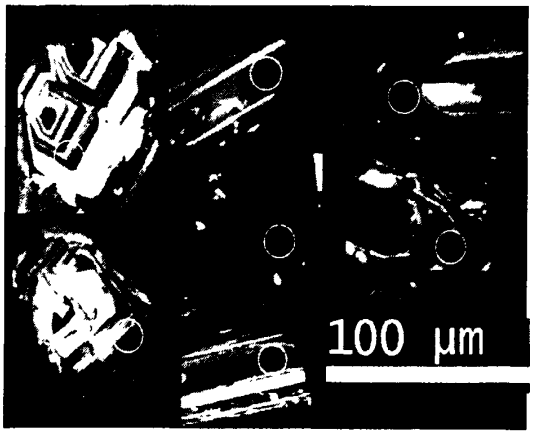


图2－10 辉长岩锆石部分测点位置图

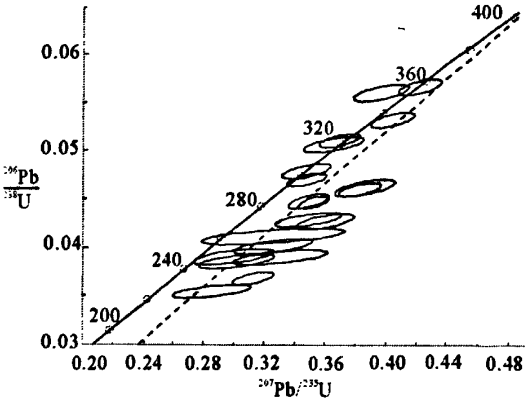


图2－11 辉长岩锆石U－Pb年龄谐和图

从谐和图中可以看出，样品的年龄分散，大多集中于240～320Ma，且谐和性很差（图2－11），而库兰德岩体锆石LA－ICP－MS测年为283±23Ma，说明辉长岩锆石U－Pb的年龄可能是由于后期伴随库兰德岩体侵入的岩脉贯入所致（图2－7，208），造成辉长岩强烈蚀变，使得锆石发生重结晶，导致年龄普遍偏年轻，代表热事件或者变质年龄，并不代表辉长岩形成的真实年龄。为此，总结前人对唐巴勒蛇绿岩的研究成果如下（表2－1），可知唐巴勒蛇绿岩的年龄为447～531Ma，总体上位于寒武纪－奥陶纪。同时与蛇绿岩密切伴生的蓝片岩的钠质角闪石Ar－Ar年龄为458～470Ma（张立飞，1997），表明位于伊犁－中天山陆块与准噶尔陆块间的洋盆在早－中寒武世就已经打开，并且至少在中－晚奥陶世（O_{2-3}）时洋壳开始俯冲消减遭受蓝片岩相变质作用。

表2－1 唐巴勒蛇绿岩的年代学研究历史

岩性	测试方法	年龄（Ma）	文献来源
斜长花岗岩	榍石Pb－Pb	508±20	肖序常等，1992
玄武岩	全岩Sm－Nd	447±56	张弛和黄萱，1992
辉长岩等	全岩Sm－Nd	489±53	张弛和黄萱，1992
辉长岩	斜长石Pb－Pb	523.2±7.2	Kwon *et al.*，1989
辉长岩	锆石SHRIMP	531±15	Jian *et al.*，2005

表 2-2 磨巴勒蛇绿岩辉长岩 LA-ICP-MS 同位素分析数据表

样品号及点号	同位素年龄（Ma）							
	$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{208}Pb/^{232}Th$	
	年龄	1σ	年龄	1σ	年龄	1σ	年龄	1σ
15-24-1-1	505	44	289	7	263	2	282	4
15-24-1-2	452	206	304	24	285	3	283	4
15-24-1-3	423	128	273	13	256	2	253	2
15-24-1-4	603	52	348	9	311	3	399	7
15-24-1-5	314	131	278	13	274	3	274	2
15-24-1-6	566	132	307	15	274	3	270	2
15-24-1-7	357	57	320	6	315	2	314	2
15-24-1-8	335	55	336	6	336	2	336	2
15-24-1-9	315	49	355	9	361	3	312	7
15-24-1-10	321	48	320	8	320	3	358	6
15-24-1-11	473	27	324	5	303	2	359	6
15-24-1-12	592	52	346	7	310	2	305	2
15-24-1-13	427	33	373	7	364	3	329	6
15-24-1-14	400	119	286	13	272	2	270	2
15-24-1-15	593	54	329	9	293	3	243	7
15-24-1-16	517	90	320	11	294	3	291	2
15-24-1-17	326	79	333	9	334	3	334	2
15-24-1-18	450	34	361	7	347	3	392	7
15-24-1-19	489	113	303	13	280	3	277	2
15-24-1-20	438	37	320	6	304	3	258	5

样品号及点号	同位素比值							
	$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{208}Pb/^{232}Th$	
	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ
15-24-1-1	0.0573	0.00166	0.32905	0.00891	0.04161	0.00036	0.01406	0.00021
15-24-1-2	0.1567	0.00352	1.12374	0.02236	0.05197	0.00047	0.03561	0.00052
15-24-1-3	0.0757	0.00206	0.43386	0.01093	0.04153	0.00037	0.01488	0.00023
15-24-1-4	0.0599	0.00201	0.40883	0.01298	0.04942	0.00048	0.01993	0.00035
15-24-1-5	0.0632	0.00225	0.38414	0.01299	0.04405	0.00044	0.01525	0.00028
15-24-1-6	0.0652	0.00192	0.39393	0.01083	0.04379	0.0004	0.01396	0.00021
15-24-1-7	0.0604	0.0011	0.42145	0.00665	0.05054	0.00036	0.01819	0.00024
15-24-1-8	0.0550	0.00115	0.40707	0.00762	0.05363	0.0004	0.01779	0.00028
15-24-1-9	0.0526	0.00159	0.41889	0.01193	0.05766	0.00051	0.01557	0.00037
15-24-1-10	0.0528	0.00158	0.37034	0.01042	0.05084	0.00045	0.01785	0.00031
15-24-1-11	0.0565	0.00115	0.37531	0.00679	0.04814	0.00036	0.0179	0.00028
15-24-1-12	0.0663	0.00133	0.45494	0.00802	0.04971	0.00037	0.01901	0.00029
15-24-1-13	0.0553	0.00129	0.44392	0.00943	0.05814	0.00047	0.01643	0.00029
15-24-1-14	0.0854	0.00203	0.52783	0.01139	0.04482	0.00038	0.01867	0.0003
15-24-1-15	0.0597	0.00209	0.38315	0.01269	0.04652	0.00047	0.01207	0.00033
15-24-1-16	0.0775	0.00199	0.51264	0.01203	0.0479	0.00042	0.02176	0.0004
15-24-1-17	0.0570	0.00147	0.42077	0.00996	0.05345	0.00046	0.01814	0.00034
15-24-1-18	0.0559	0.00135	0.42675	0.00936	0.05532	0.00046	0.01958	0.00037
15-24-1-19	0.0714	0.00218	0.44573	0.01264	0.04522	0.00044	0.01666	0.00033
15-24-1-20	0.0557	0.00144	0.37035	0.00874	0.04826	0.00042	0.01286	0.00025

第三章　唐巴勒蛇绿岩岩石地球化学特征

3.1 主量元素特征

本次用于岩石地球化学测试的样品均采自唐巴勒蛇绿岩地区的ⅩⅣ－ⅩⅣ′剖面，其中采集蛇纹岩样品2件，辉长岩样品2件，玄武岩样品4件，采样位置见剖面。在样品的采集过程中为避免蚀变等因素的干扰，均采集了新鲜的样品。

主量元素分析在新疆地矿局中心实验室用X射线荧光光谱（XRF）方法完成，XRF溶片法按照国家标准GB/T 14506.28－1993执行。元素分析误差小于2.5%，氧化物总量介于99.75%～100.25%。FeO用湿化学分析法单独测定完成，烧失量（LOI）在烘箱中经1000℃高温烘烤90分钟后称重获得。测试结果见表3－1，考虑到主量元素后期蚀变或变质可能对分析结果有一定的影响，因此对主量元素进行归一化处理以减小误差。

蛇纹岩的ω(Na_2O)含量为0.50%～0.48%，平均0.49%；ω(K_2O)含量为0.05%～0.03%，平均0.04%，二者亏损；ω（SiO_2）值为40.64%～41.34%，ω（TiO_2）含量很低，为0.02%～0.03%，平均0.025%；ω（Al_2O_3）含量为0.65%，含量起伏变化不大，但总体含量较低，反映地幔岩在熔融过程中铝被熔失；ω（CaO）含量低，为0.08%；ω（MgO）为35.80%～36.56%，平均为36.18%，含量较高，蛇纹岩Mg#=100Mg/（$Mg+Fe^{2+}$）为87.66～88.68，变化不大，平均88.0，属镁质超镁铁岩。主量元素特征反映原始地幔岩发生部分熔融，类似亏损地幔岩的特征。在蛇纹岩ACM和AFM图解（图3－1，3－2）中，属于变质橄榄岩的范围，符合蛇绿岩套蛇纹岩的特征。

辉长岩ω(SiO_2)含量为46.64%～46.87%，平均46.76%；ω(TiO_2)含量为0.90%～0.93%，平均0.915%；ω（Al_2O_3）含量稍高，在14.00%～14.06%之间，平均14.03%；ω（MgO）为5.28%～5.21%，平均5.24%，碱含量明显偏低，（Na_2O+K_2O）含量偏低，Na_2O含量大于K_2O含量。辉长岩的固结指数（SI）为16.07～18.48，表明岩浆的分异程度较高。$Mg^{\#}$值变化幅度变动不大，为36.42～36.52，属于蛇绿岩中的镁铁质堆晶岩（Coleman，1977），低于原生岩浆范围（68～75）（Wilson，1989），表明岩石经历了一定程度的分异演化。由硅碱图（图3－3）知辉长岩显示亚碱性系列特征，在辉长岩ACM图解（图3－4）中，辉长岩的样品投在镁铁堆积岩区域。在辉长岩FAM图解中(图3－5)样品投在镁铁－超镁铁质岩区。整体上辉长岩具有高的TiO_2,低SiO_2，

低 K_2O 的特征类似于大洋拉斑玄武岩，表明该套辉长岩为扩张洋脊环境下的产物。

玄武岩ω（SiO_2）为 46.35%～47.57%，平均 46.91%；与正常洋脊玄武岩的 SiO_2 含量（48.77%）接近，ω（TiO_2）为 0.92%～1.24%，平均 1.08%，非常接近于 N－MORB（1.15%）（Pearce，1983），ω（Na_2O）为 3.64%～3.87%，平均 3.78%；ω（K_2O）为 0.38%～0.51%，平均 0.44%；ω（Na_2O）＞ω（K_2O）；岩石中ω（Al_2O_3）含量较高，为 14.02%～15.19%，平均为 14.59%，ω（CaO）含量为 8.56%～9.14%，平均为 8.92%，含量较高；ω（MgO）为 4.87%～7.20%，平均 6.08%，Mg#值为 35.27～48.06，平均为 41.85，总体含量相对降低，表明岩石经历了一定程度的分异演化。因此，玄武岩的主量元素表现出富 MgO，贫 Al_2O_3、K_2O(0.35%～0.51%)、P_2O_5(0.11%～0.19%)和ω（Na_2O）＞ω（K_2O）为特征，类似于 MORB 型岩石。由于岩石遭受变质，为了排除蚀变和变质因素的影响，用抗蚀变元素的 $Nb/Y-Zr/TiO_2\times0.0001$ 定名图解（图 3－6）可知，样品全投在玄武岩区。在硅碱图上（图 3－7），玄武岩全属于亚碱性系列，对于亚碱性系列的玄武岩再利用 FAM 图解（图 3－8）进一步划分，岩石显示出低钾拉斑玄武岩的特征，显示出洋脊火山岩的特征。

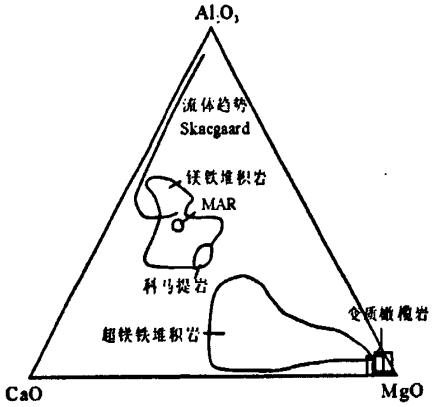


图 3－1 蛇纹岩 ACM 图解

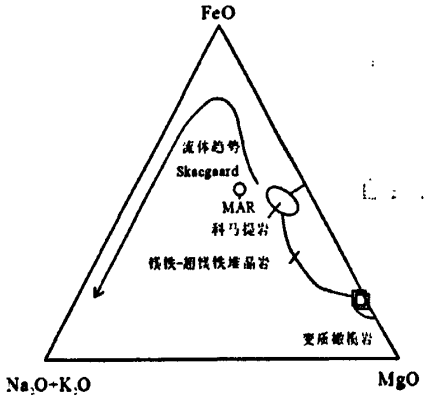


图 3－2 蛇纹岩 FAM 图解

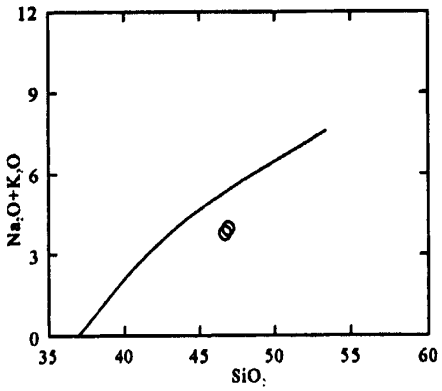


图 3－3 辉长岩硅碱图

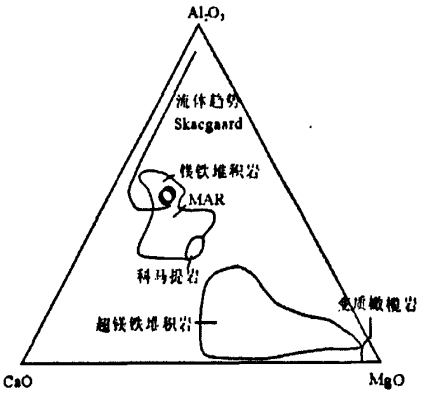


图 3－4 辉长岩 ACM 图

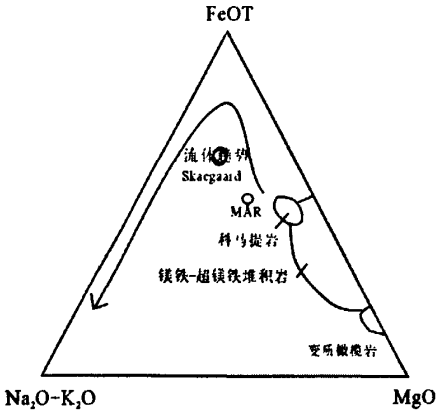


图 3—5 辉长岩 FAM 图

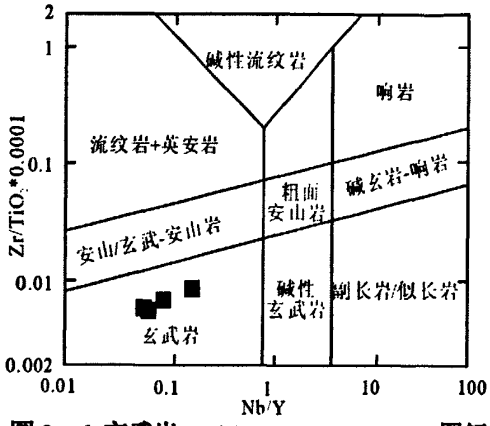


图 3—6 玄武岩 Nb/Y—Zr/TiO_2*0.0001 图解

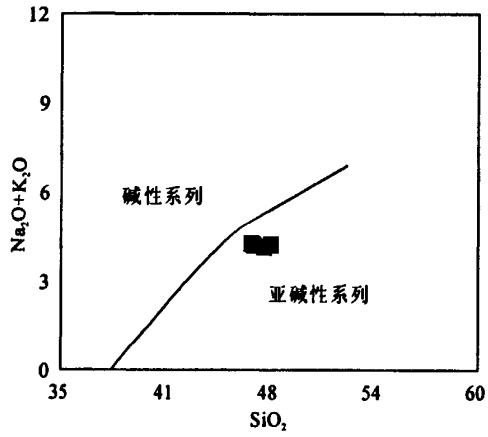


图 3—7 玄武岩硅碱图

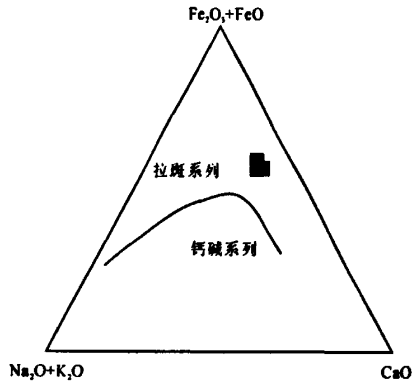


图 3—8 玄武岩 FAM 图

3.2 稀土微量元素特征

唐巴勒蛇绿岩样品的稀土和微量元素是在长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室采用 Thermo—X7 电感耦合等离子体质谱仪进行样品测定，分析精度和准确度优于 10%，仪器工作参数：Power：1200w，Nebulizer gas：0.64L/min，Auxiliary gas：0.80L/min，Plasma gas：13L/min。分析所用的试剂：硝酸和氢氟酸均为由优级纯酸经亚沸蒸馏装置制得的高纯试剂,水为 Millipore 制得的 18mW 的高纯水（Jarvis K.E.，1997）。

蛇纹岩稀土元素分析结果及数据特征参数值见表 3—1，微量元素分析结果及数据特征参数值见表 3—2，∑REE 总量较低，为 5.95×10^{-6}～6.193×10^{-6}，LREE/HREE 为 0.36～0.46，平均 0.41，反映了轻重稀土元素分异程度不高，（La/Yb）N 比值平均为 2.5，轻稀土较重稀土富集。$(La/Sm)_N$ 平均为 1.72，说明轻稀土之间分馏程度相对较高。δEu[Eu_N/[0.5（Sm_N+Gd_N）]值变化于 0.48～0.74，平均 0.6，显负异常，认为是蛇纹石化过程中二价 Eu 优先活化的结果，在分离结晶作用中长石从长英质岩浆中

分离出来或者在部分熔融作用中残留在源区。球粒陨石标准化的稀土配分曲线（图4－9）左端轻微翘起，右端相对平坦，对于轻稀土配分曲线左端呈下降趋势，一种观点认为是橄榄石优先富集轻稀土造成的，另一种观点认岩石发生蛇纹石化引起LERR活化，LREE进入残留岩石中，笔者认同后一种观点。这种REE配分模式是亏损的残余地幔、蛇绿岩、造山带二辉橄榄岩和地幔包体最常见的形式（Frey，1984），王希斌等（1995）总结世界典型地区蛇绿岩和中国蛇绿岩中变质橄榄岩的地球化学特点时都指出绝大部分地幔橄榄岩呈LREE富集型，与现代大洋蛇绿岩中的地幔橄榄岩的LREE亏损型明显不同。Melcher等（2002）利用部分熔融模式和蚀变模式解释了蛇绿岩中地幔橄榄岩的U型LREE富集的原因，特别是蛇纹岩微量元素中Cr含量较高，介于1002×10^{-6}～1713×10^{-6}，Ni的含量仍较高，为844×10^{-6}～1210×10^{-6}，平均也符合变质橄榄岩的含量。

在蛇纹岩微量元素配分曲线中（图3－10），表现为Ba、U相对富集，Sr、Nb和Sm相对亏损，和变质橄榄岩微量元素配分模式十分相似。Ba和U等活动性元素的正异常，其余元素明显的亏损这种分布型式意味着它们来自强烈亏损的残余地幔岩。辉长岩稀土元素分析结果及数据特征参数值见表3－1，微量元素分析结果及数据特征参数值见表3－2。稀土配分曲线（图3－11）总体右倾，∑REE总量比蛇纹岩高，在60.13×10^{-6}～60.26×10^{-6}之间，平均60.18×10^{-6}，LREE/HREE介于2.87～2.99，平均2.93，$(La/Yb)_N$比值为2.78～3.18，平均为2.98，$(La/Sm)_N$比值介于1.75～2.04，平均为1.90，δEu在1.00～1.07之间，显示几乎不显示Eu异常，轻稀土之间的分馏程度及轻重稀土间分异程度仍较低，略高于E－MORB的分布型式。在MORB标准化的微量元素比值蛛网图（图3－12），大离子亲石元素Ba、U和Sr富集，高场强元素Nb，Ta相对亏损，具有这种配分型式的原因可能是俯冲板片的流体交代上覆地幔楔使地幔岩石发生部分熔融，由于Nb、Ta等HFSE与其它元素（LILE、LREE）相比在流体中，溶解度降低，发生沉淀留在残留相中，表明其形成与洋有关。除个别元素外，元素含量较蛇纹岩都有不同程度的增加，尤其是高场强元素，高出蛇纹岩10倍以上，但低于玄武岩，反映岩浆房不同程度结晶分离之产物。稀土配分曲线右倾型式明显，表现为轻稀土相对富集。

玄武岩稀土元素分析结果及特征参数值见表3－1，微量元素分析结果及数据特征参数值见表3－2。在稀土元素配分曲线中，∑REE值为40.05×10^{-6}～73.95×10^{-6}，

表 3—1 唐巴勒蛇绿岩主量元素稀土元素及参数值

	元素	SWY-1	SWY-2	HCY-1	HCY-2	XWY-1	XWY-2	XWY-3	XWY-4
主量元素	SiO_2	41.34	40.64	46.64	46.87	47.57	47.18	46.35	46.54
	TiO_2	0.03	0.02	0.9	0.93	0.92	0.92	1.23	1.24
	Al_2O_3	0.65	0.65	14.06	14	14.02	14.14	15.01	15.19
	Fe_2O_3	8.98	9.72	5.64	5.76	6.91	6.83	5.94	5.99
	FeO	1.39	1.49	13.44	13.38	12.22	12.24	10.69	10.79
	MnO	0.05	0.06	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16
	MgO	36.56	35.8	5.18	5.21	4.87	5.06	7.2	7.2
	CaO	0.08	0.08	10.05	9.57	8.92	9.14	9.05	8.56
	Na_2O	0.5	0.48	3.28	3.62	3.75	3.64	3.87	3.83
	K_2O	0.05	0.03	0.49	0.35	0.47	0.51	0.39	0.38
	P_2O_5	0.01	0.02	0.16	0.16	0.19	0.17	0.11	0.12
	LOI	1.27	1.66	1.94	2.05	2.06	1.98	4.82	4.46
	Mg#	87.66	88.68	36.42	36.52	35.27	36.2	48.06	47.85
稀土元素	La	0.34	0.302	9.781	8.849	14.1	8.909	3.281	2.526
	Ce	0.86	0.469	17.16	17.36	21.6	17.55	8.403	7.501
	Pr	0.11	0.07	2.376	2.421	2.861	2.414	1.354	1.274
	Nd	0.43	0.285	11.59	12.03	13.89	11.99	7.513	7.171
	Sm	0.082	0.005	3.01	3.174	3.497	3.093	2.457	2.49
	Eu	0.021	0.002	1.158	1.129	1.204	1.093	0.966	0.913
	Gd	0.091	0.006	3.637	3.758	4.133	3.685	3.682	3.735
	Tb	0.013	0.003	0.564	0.576	0.635	0.576	0.626	0.655
	Dy	0.082	0.021	3.625	3.802	3.948	3.739	4.378	4.478
	Ho	0.016	0.003	0.742	0.78	0.819	0.77	0.93	0.965
	Er	0.051	0.008	2.161	2.251	2.369	2.226	2.73	2.866
	Tm	0.008	0.001	0.308	0.32	0.323	0.314	0.392	0.408
	Yb	0.061	0.004	2.068	2.141	2.218	2.111	2.625	2.718
	Lu	0.01	0.001	0.308	0.332	0.339	0.318	0.397	0.412
稀土元素分析数据参数比值	LREE	1.843	1.582	45.075	44.963	57.152	45.049	23.974	21.875
	HREE	4.35	4.368	15.05	15.66	16.8	15.45	17.59	18.17
	∑REE	6.193	5.95	60.125	60.263	73.952	60.499	41.564	40.045
	LREE/HREE	0.424	0.362	2.994	2.87	3.402	2.916	1.363	1.204
	δEu	0.739	0.481	1.067	0.997	0.965	0.987	0.979	0.912
	$(La/Sm)_N$	2.6	0.941	2.044	1.754	2.536	1.812	0.84	0.638
	$(La/Yb)_N$	3.758	1.748	3.178	2.778	4.272	2.836	0.84	0.625
	$(Sm/Yb)_N$	1.441	1.852	1.56	1.589	1.69	1.57	1.003	0.982

表3—2 蛇绿岩微量元素分析数据及重要参数比值

序号	岩 性	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Sr	Nd	Zr	Hf	Sm	V
1	蛇纹岩	1.14	6.77	0.084	0.097	0.19	0.017	0.34	0.86	5.37	0.43	3.55	0.097	0.082	27.13
2		0.79	5.21	0.085	0.07	0.19	0.032	0.302	0.469	6	0.48	1.2	0.036	0.14	29.55
3	辉长岩	5.748	640.4	0.884	0.332	2.304	0.158	9.781	17.16	505.1	11.59	58.37	1.641	3.01	343.7
4		4.22	228.5	0.893	0.336	2.249	0.159	8.849	17.36	322	12.03	60.44	1.704	3.174	355.9
6	玄武岩	6.273	240.2	1.196	0.457	4.991	0.328	14.1	21.6	254.4	13.89	75.06	2.016	3.497	337.8
7		6.541	329.2	0.894	0.359	2.526	0.179	8.909	17.55	296.7	11.99	59.98	1.71	3.093	343.3
8		5.695	110.1	0.215	0.164	2.133	0.166	3.281	8.403	160.3	7.513	66.27	1.834	2.457	300.2
9		5.864	81.34	0.169	0.118	2.008	0.153	2.526	7.501	111.6	7.171	70.03	1.93	2.49	317
序号	岩 性	Eu	Gd	Dy	Y	Er	Yb	Lu	Zr/Nb	Ti/Y	Nb/Y	Nb/La	Th/Ta	Hf/Ta	Ti/V
1	蛇纹岩	0.021	0.091	0.082	0.44	0.051	0.061	0.01	18.68	408.68	0.43	0.559	4.941	5.706	6.63
2		0.025	0.18	0.17	0.76	0.087	0.081	0.01	6.32	236.61	0.25	0.905	2.656	1.125	6.09
3	辉长岩	1.158	3.637	3.625	19.69	2.161	2.068	0.308	25.33	273.98	0.12	0.236	5.595	10.386	15.70
4		1.129	3.758	3.802	20.05	2.251	2.141	0.332	26.87	278.03	0.11	0.254	5.616	10.717	15.66
6	玄武岩	1.204	4.133	3.948	21.2	2.369	2.218	0.339	15.04	260.12	0.24	0.354	3.646	6.146	16.32
7		1.093	3.685	3.739	20.2	2.226	2.111	0.318	23.75	272.99	0.13	0.284	4.994	9.553	16.06
8		0.966	3.682	4.378	23.97	2.73	2.625	0.397	31.07	307.58	0.09	0.650	1.295	11.048	24.56
9		0.913	3.735	4.478	24.87	2.866	2.718	0.412	34.88	298.86	0.08	0.795	1.105	12.614	23.45

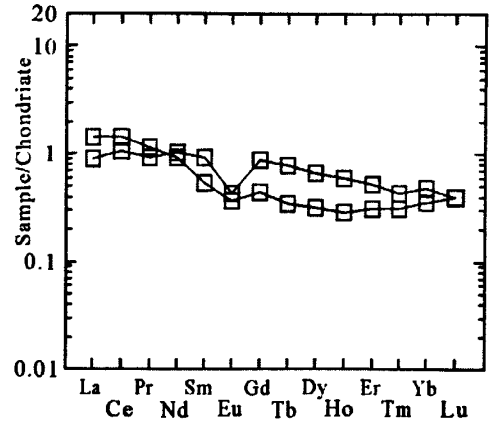


图 3—9 蛇纹岩稀土元素配分曲线图

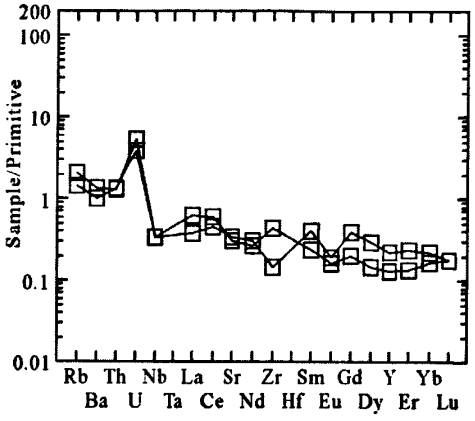


图 3—10 蛇纹岩微量元素配分曲线

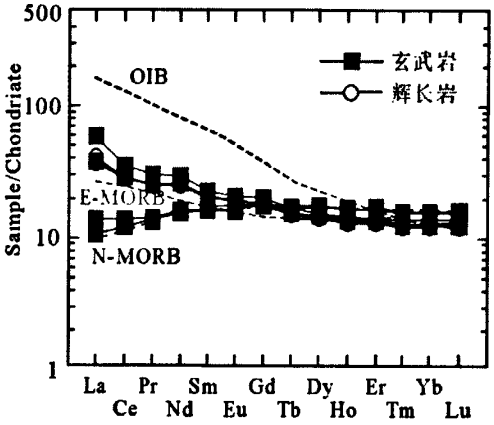


图 3—11 玄武岩稀土元素配分曲线图

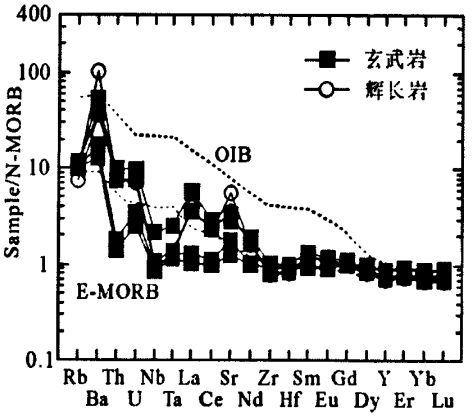


图 3—12 玄武岩微量元素配分曲线

平均 54.02，LREE/HREE 平均为 2.22，$(La/Sm)_N$ 比值为 0.64～2.54，平均为 1.46，轻稀土间分馏不明显，$(La/Yb)_N$ 比值为 0.62～4.72，平均 2.14，δEu 为 0.91～0.99，平均 0.96，显示微弱的负铕异常，表明斜长石的分离结晶作用不明显；玄武岩稀土元素配分模式可分为两组，一组稀土配分曲线表现为轻稀土相对球粒陨石为轻微的富集，重稀土平坦，分布型式介于 E—MORB 与 OIB 之间，且更接近于 E—MORB（图 3—11），另一组样品的表现出弱的 LREE 亏损型稀土分配型式，与 N—MORB 的分布型式相似，两组稀土配分曲线相交，而第一组轻稀土略富集，可能与俯冲带陆壳混染有关。以上表明玄武岩具有 N—MORB 型岩石的地球化学性状，其在形成过程中经历了与俯冲带岩浆混染有关的演化过程。

在 MORB 标准化的微量元素蛛网图（图 3—12）中，显示出高场强元素（HFSE）分异不明显的特征。特别值得注意的是，普遍具有 Nb，Ta 相对亏损和 Th、Sr 等富集的特征，一般而言，这种玄武岩 Nb，Ta 亏损和大离子元素富集地球化学特性被归因于岩浆源区受到贫 Nb，Ta 和富大离子亲石元素的消减组分加入的影响。Nb，Ta

的亏损可能是由于岛弧火山岩或者地壳混染的大陆玄武岩都能产生这种地球化学信号，但两者的地球化学信号仍有差异：岛弧火山岩总体上是以具有较低的 Zr 含量（$<130\times10^{-6}$）和 Zr/Y 比值（<4）为特征；而大陆玄武岩，不管是否遭受地壳或岩石圈混染，它们都具有较高的 Zr 含量和（$>70\times10^{-6}$）和 Zr/Y 比值（>3）。（夏林圻等，2007）而唐巴勒蛇绿岩的 Zr 含量为 58.37～75.06，Zr/Y 含量为 2.76～3.54，总体上与岛弧火山岩的特征一致，与大陆玄武岩的地球化学特征有差异，另外在野外中露头尺度上见有玄武岩的枕状构造，且因其是蛇绿岩的组分，因此唐巴勒蛇绿岩的玄武岩具有岛弧火山岩的特征。

综上所述，玄武岩的主量元素表现出洋脊火山岩的特征，稀土及微量元素表现出相对平坦的 REE 分配型式，富集 LILE，HFSE 之间分异不明显，在此基础上出现显著的 Nb，Ta 亏损，并排除了大陆玄武岩的混染的可能，暗示玄武岩的形成与板块俯冲消减相关，具有岛弧火山岩的特征。唐巴勒蛇绿岩中蛇纹岩、辉长岩、玄武岩稀土微量元素特征及配分曲线模式符合典型蛇绿岩套各岩石地球化学特征，进一步证明了该地区的镁铁－超镁铁质杂岩是一层序基本齐全的蛇绿岩，地球化学特征显示唐巴勒蛇绿岩的玄武岩兼有洋脊玄武岩与岛弧玄武岩的特征，可能形成与弧后盆地有关，对形成环境及动力学的探讨有重要的指示意义。

第四章 唐巴勒蛇绿岩的形成环境、岩浆源区及构造意义

蛇绿岩可形成于不同的构造环境。近年来，随着地球化学、同位素测试技术、深海钻探计划 DSDP（Deep Sea Drilling Program）和大洋钻探计划 ODP（Ocean Drilling Program）的新进展，表明蛇绿岩代表古代大洋岩石圈的碎片，但并非正常的大洋岩石圈，它很少来自广阔的大洋扩脊，而更多的是来自消减带（SSZ）之上的岛弧、弧前和弧后盆地环境以及年轻的小洋盆底部和转换断层环境（张旗，1990，1994；邵济安等，1995；刘本培等，2002；Robertson，2002；李才等，2008），保存在缝合带中的大多数蛇绿岩都形成于俯冲带上。

中亚地区包括中国新疆北部是在古生代经过俯冲一增生形成的复合造山带，分布有多条蛇绿岩带，其中之一是唐巴勒蛇绿岩，前人对其形成环境争议较大，主要有以下几种观点：弧后盆地或者岛弧和大陆边缘环境（霍有光，1984；李嵩龄等，1986；Coleman，1989；Feng et al. 1989；郝梓国，1989；张弛和黄萱，1992；Zhang et al.，1993；杨瑞瑛，1993；张弛等，1995；唐克东等，1996；何国琦和李茂松，2001）；小洋盆环境（白文吉等，1995）；地壳张裂期张裂环境（管云彬，1990）；Peng（1996）研究该岩带中的豆荚状铬铁矿后，认为其产出于弧前盆地；李金铭等（1985a；1985b；1994）通过对岩带中的地幔岩进行显微构造与组构研究，认为超基性岩来源与上地幔，肖序常等（1992）综合了各种资料认为，唐巴勒蛇绿岩产于弧前或者弧后小洋盆环境，洋盆形成于晚寒武世一早奥陶世，于中晚奥陶世闭合，在早志留世之后侵位。

4.1 形成环境讨论

一般认为蛇绿岩是产于洋中脊、岛弧和弧后盆地环境中，但是真正的确定其形成环境并不容易，究其原因主要在现代蛇绿岩的产出环境与当时蛇绿岩的形成环境有巨大差别，加之蛇绿岩在并入造山时本身的构造解体，使相互之间的层系关系被破坏，特别是晚期的蚀变，使得原岩面目全非，增加了确定其形成环境的难度，但是详细的分析蛇绿岩与周围地层的地质关系，沉积建造，化学特征，并结合一些受蚀变干扰较小的元素对进行环境分析，还是能够比较真实的反映其形成环境的（郝梓国，1988）。由于唐巴勒蛇绿岩在形成之后遭受不同程度的蚀变和变质，导致一些性质活泼的主量元素（如 K，Na）大离子亲石元素（LILE），Rb 和 Ba 容易产生活化，使得它们的质量分数发生改变，因此，本文选用的地球化学数据集中于不活泼元素。

不活动元素的协变关系是构造环境判别的有效方法，不活动元素协变关系是构造环境判别的有效方法。在 Ti/100－Zr－3Y 图解（图 4－1a）、2Nb－Zr/4－Y 图解（图 4－1b）样品均投在洋中脊玄武岩和火山弧玄武岩区；利用 MnO－TiO_2－P_2O_5 图解（图 4－1c），结果显示样品落于岛弧拉斑玄武岩区。在 La/Nb－La（图 4－2）和 Nb/Th－Nb（图 4－3）构造环境判别图解上，样品点落入岛弧拉斑玄武岩区域内，在 Ti/1000－V（图 4－4）的变异图中，样品投在岛弧玄武岩区与洋中脊玄武岩区域，这与 Zr/Y－Zr（图 4－5）图解样品落入的区域是一致的。从上面的图解可见，样品主要显示弧火山岩的特征，但也有洋中脊的印记，这暗示该套玄武岩形成于弧后盆地，因为岛弧演化早期，弧后盆地开始拉张，显示洋中脊的特征（牛贺才等，2001；王树庆等，2008），随着进一步的扩张，具有岛弧的特征。

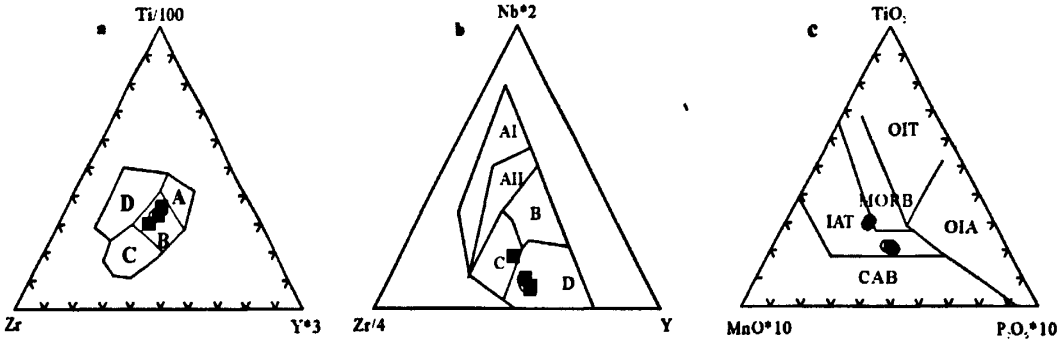


图 4－1 玄武岩构造环境判别图

（a）.Ti/100－Zr－3Y 图解（Pearce and Cann，1973；）：A.岛弧拉斑玄武岩，B.岛弧拉斑、钙碱性玄武岩和 MORB，C.岛弧钙碱性玄武岩，D.板内玄武岩；（b）. 2Nb－Zr/4－Y 图解（Meschede，1986）：A Ⅰ和 A Ⅱ.板内碱性玄武岩，A Ⅱ和 C. 板内拉斑玄武岩，B. E－MORB，D. N－MORB，C 和 D.火山弧玄武岩；（c）.MnO－TiO2－P2O5 图解（Mullen，1983）：MORB.洋中脊玄武岩，OIT.洋岛拉斑玄武岩或海山拉斑玄武岩，OIA.洋岛碱性玄武岩和海山碱性玄武岩，CAB.岛弧钙碱性玄武岩，IAT.岛弧拉斑玄武岩

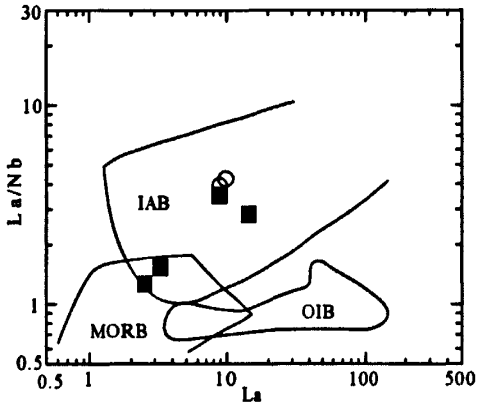


图 4－2 玄武岩 La/Nb－La 环境判别图

（李曙光，1993）图例同图 4－1

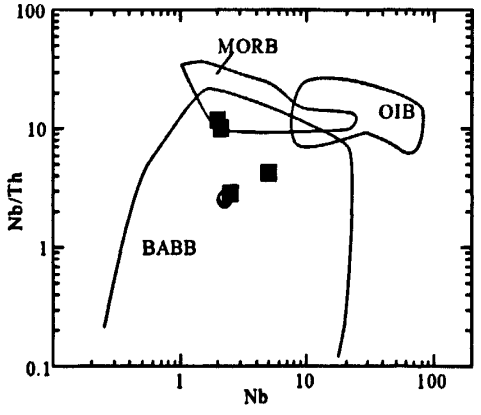


图 4－3 玄武岩 Nb/Th－Nb 环境判别图

（李曙光，1993）图例同图 4－1

不相容元素 Th、La、Nb 不易受变质作用和蚀变作用的影响，因而也可用 La/Nb、Hf/Th、Th/Nb、Hf/Ta、La/Ta 和 Th/Yb 比值来鉴别是否有消减物质带人的影响，并对

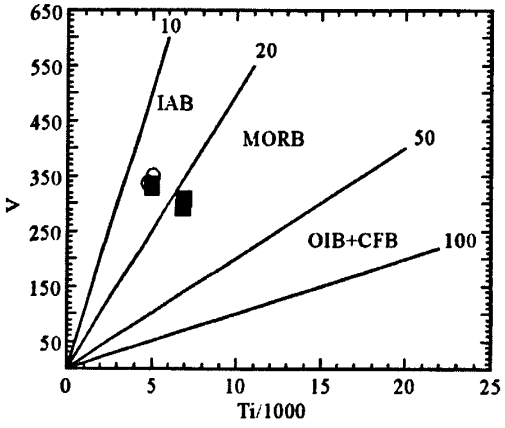


图 4—4 玄武岩 V—Ti/1000 环境判别图

(Shervais，1982) 图例同图 4—1

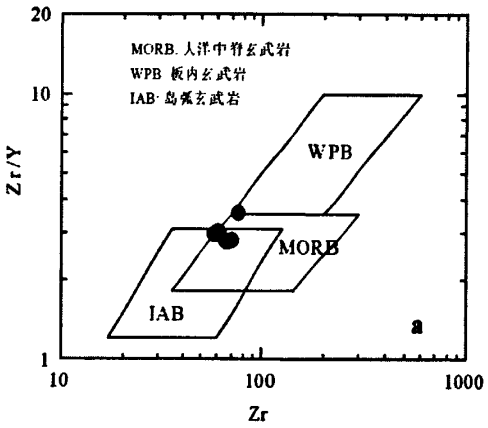


图 4—5 玄武岩 Zr/Y—Zr 环境判别图

(Pearce and Norry，1979)

构造环境也有一定的指示意义。玄武岩样品中这些比值的特征表现为：(1) La/Nb 值变化范围为 1.26～3.53，平均 2.29。(2) Hf/Th 值多在 1.69～11.42 变化。(3) 大部分样品的 Th/Nb 值为 0.08～0.35，均大于 0.07。(4) Th/Yb 值大部分集中在 0.08～0.54。(5) Hf/Ta 值总体变化范围为 6.15～12.61 (所有样品值均大于 5)。(6) 各样品 La/Ta 值大多集中在 16.51～49.11 之间 (均大于 15)。总的来说，大部分样品表现出调查区玄武岩具有低的 La/Nb，Hf/Th，Ta/Yb 值和高的 Th/Nb，Th/Yb，Hf/Ta，La/Ta 值，类似于岛弧玄武岩 (La/Nb≤1、Hf/Th＜8、Th/Nb＞0.07、Th/Yb＞0.1、Hf/Ta＞5、La/Ta＞15、Ta/Yb＜0.1)。而部分样品的 Hf/Th＜5、Th/Nb＞0.07、Th/Yb＞0.1 以及 Nb/La＜0.8 值在岛弧火山岩及洋中脊玄武岩的过渡区间，可能代表其形成过中受到消减组分加入的影响。

综上所述，在基性熔岩主量元素表现出富 MgO，贫 Al_2O_3、K_2O、P_2O_5 和 ω(Na_2O)＞ω (K_2O) 的特征，类似于 MORB 型岩石。原始地幔标准化的微量元素配分曲线上表现为大离子亲石元素 (LILE)(Ba、Sr 等) 不同程度的富集，贫高场强元素 (HFSE)，特别值得注意的是，普遍具有 Nb、Ta 相对亏损，并排除了 Nb、Ta 亏损是大陆玄武岩混染的可能，说明存在消减组分加入的交代作用，表明其成因与俯冲作用有关，对玄武岩中的微量元素进行环境投图判别及稳定元素比值的分析，判定蛇绿岩中的玄武岩中兼有 IAB 和 N—MORB 型特征，而典型的形成于弧后盆地的蛇绿岩的基性岩具有 LREE 亏损，相对 N—MORB 富集大离子亲石元素，亏损 Nb，Ta 等高场强元素，这样唐巴勒蛇绿岩中基性岩的地球化学特征是一致的，因此可以判定唐巴勒蛇绿岩形成于弧后盆地环境。

4.2 岩浆源区

稳定元素，比如 Zr，Nb 和 Y 用来揭示岩浆的起源（Pearce and Cann，1973）。玄武岩具有相对较低的 Nb 和 Zr，表明亏损地幔的特征（图 4－6a），这与 Ta/Yb－Nb/Yb 和 TiO_2/Yb－Nb/Yb 分类图解（图 4－6b，c）的投图结果相一致，$(Dy-Yb)_N$ 和 $(La-Yb)_N$ 比值用于进一步限定亏损地幔的特征，代表 2%的石榴子石二辉橄榄岩和 2－5%尖晶石二辉橄榄岩（图 4－6d）。

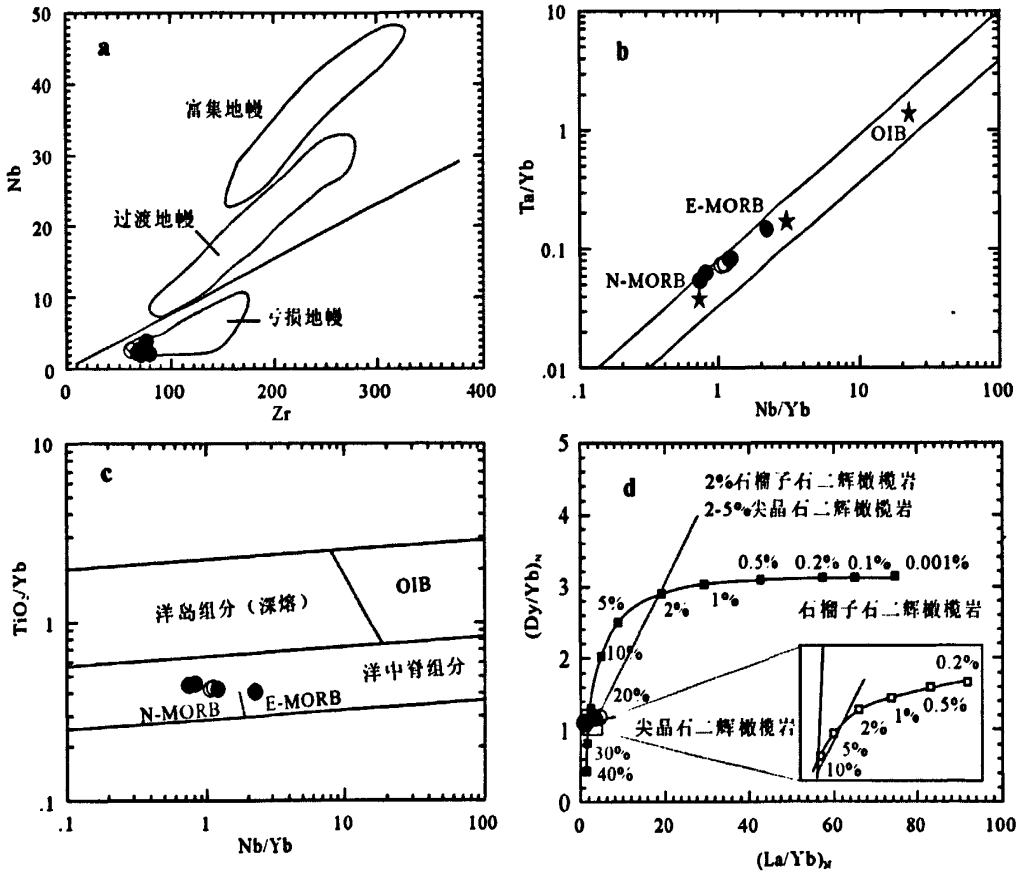


图 4－6 唐巴勒蛇绿岩玄武岩的岩浆源区判别

a. Nb-Zr（Geng，2011）；b. Ta/Yb-Nb/Yb（朱永峰等，2007）；c. TiO_2/Yb-Nb/Yb（Pearce and Peate，1995）；d. $(Dy/Yb)_N$-$(La/Yb)_N$(Geng，2011)

4.3 构造意义

西准噶尔地区处于西伯利亚与哈萨克斯坦板块间缝合线地带，两大板块的地质构造演化既有区别，又有联系。西准噶尔地区最早沉积下奥陶统拉巴组，南部的唐巴勒一带在塔里木板块北缘形成陆缘的深海槽，在早奥陶世尚未达及地幔，其沉积建造以陆缘碎屑岩为主，其中夹有少量的中酸性的火山岩及同质的火山碎屑岩，中奥陶

世深达地幔，形成局部扩张脊的小洋盆，生成中奥陶世唐巴勒蛇绿岩，中奥陶世晚期局部的扩张脊停止活动，在其上部具有浊积岩特征的岩石中存在有 SiO_2 较高的岩石夹层（如安山岩，英安岩及少量角斑岩），其南端广泛出露的蓝闪石片岩表明这里曾经发生过古洋壳的俯冲消减作用（朱宝清等，1994）。最新研究表明，准噶尔盆地的基底是由洋壳组成而不是由前寒武的大陆岩石组成，并且西准形成于洋内弧背景，地体分析表明克拉玛依地体代表二叠纪的洋盆，库鲁木迪地体为增生体，托里地体反映了活动大陆边缘（Buckman and Aitchison，2004），奥陶纪玄武质岩石在库鲁木迪地体中具有低 TiO_2，和低 Zr 组分，表明它们产生于洋内弧后盆地环境，这与唐巴勒蛇绿岩中的玄武岩的地球化学特征是基本一致的。

通过以上讨论并结合前人的研究，认为西准噶尔地区寒武纪－奥陶纪曾经发生过一次北西向的洋内俯冲事件。

结论及存在的问题

综上所述，唐巴勒蛇绿岩具有以下特征：

（1）唐巴勒蛇绿岩位于哈萨克斯坦－准噶尔板块唐巴勒－卡拉麦里古生代复合沟弧带内的准噶尔盆地西南部，出露宽度约 4km～8km，由大小不等的多个超基性岩块组成。受多条走向基本一致的高角度逆断层控制，唐巴勒蛇绿岩是以蛇绿混杂岩的型式产出。混杂的岩块主要组成为蛇绿岩组分，有蛇纹岩、蛇纹石化辉石橄榄岩、蚀变辉长岩、气孔杏仁玄武岩、玄武岩，硅质岩等，另见有花岗质岩脉侵入于蛇绿岩带中。

（2）空间位置关系上，蛇纹岩作为基质分布于岩带的最下部，辉长岩、辉石岩及玄武岩堆积于蛇纹岩之上，硅质岩覆盖在玄武岩之上。各单元之间由于后期构造破坏，均为断层接触。

（3）通过对蛇绿岩中的辉长岩进行了 LA－ICP－MS 锆石 U－Pb 年代学分析，样品的年龄分散，大多集中在 240Ma－320Ma 之间，且谐和性很差，并不代表辉长岩形成的真实年龄。综合前人的年代学研究资料，唐巴勒蛇绿岩的年龄在 447Ma－531Ma 之间，总体上位于寒武纪－奥陶纪

（4）唐巴勒蛇绿岩中玄武岩具有拉斑玄武岩特征，富集大离子亲石元素，亏损高场强元素和显示弱的或没有 Eu 异常，普遍具有 Nb，Ta 相对亏损，兼有 IAB 和 N－MORB 型特征，其形成于弧后盆地环境。

（5）通过对抗蚀变元素 Zr，Nb 和 Y 分析，揭示唐巴勒蛇绿岩的岩浆来源于亏损地幔。

（6）西准噶尔地区寒武纪－奥陶纪曾经发生过一次北西向的洋内俯冲事件。

存在的问题：

1、由于样品蚀变，很遗憾本文未获得可靠的辉长岩年龄，只能依据前人年代学数据分析讨论。

2、未采集用于判别岩浆源区示踪的同位素样品，因此源区的判别只能用抗蚀变元素，在以后的工作中应注意采集必要的样品。

3、样品数量相对偏少，可能对后续分析造成一定影响。

参考文献

[1]Buckman, S., Aitchison, J.C. 2004. Tectonic evolution of Paleozoic terranes in West Junggar, Xinjiang, NW China. In: Malpas, J., Fletcher, C.J.N., Aitchison, J.C. (Eds.), Aspects of the Tectonic Evolution of China [J]. Geological Society of London, Special Publication. 226, 101–129.

[2]Church W R, Riccio L. 1977. Fractionation trend of the bay of islands of Newfoundland: polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification. Can. Earth Sci., 14: 1156—1165

[3]Coleman, R G. 1977. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere[M]. Berlin: Springer—Verlag, 1—140.

[4]Coleman, R. G. 1989. Continental Growth of Northest China. Tectonics, 8 (3): 621—635.

[5]Coleman, R. G., Keith, T. E. C. 1971. A chemical study of serpentinization—Burro Mountain, California [J]. Journal of Petrology, 12: 311—328.

[6]Dewey, J . F., Bird, J. 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland[J]. Journal of Geophysical Research, 76: 3179—3206.

[7]Feng, Y., R. G. Coleman, G. Tilton, X. Xiao, 1989. Tectonic evolution of the West Junggar region, Xinjiang, China. Tectonics, 8: 729—752.

[8]Frey F A. 1984. Rare earth element abundance in upper mantlrocks. In: HendersonP(ed.). Rare Earth Elemen Geochemistry[M]. Elesevier Science PublisherB.V., 153—203.

[9]Gass, I . G. 1968. Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic oceanic floor? [J]. Nature, 220: 39—42.

[10]Geng, H.Y., Sun, M., Yuan, C., Zhao, G.C., Xiao, W.J. 2011. Geochemical and geochronological study of early Carboniferous volcanic rocks from the West Junggar: petrogenesis and tectonic implications [J]. Journal of Asian Earth Sciences, doi: 10.1016/j.jseaes.2011.01.006.

[11]Hollings P., Kerrich ,R., 2004. Geochemical systematics of tholeiites from the 2.86 Ga Pickle Crow assemblage, northwestern Ontario Arc basalts with positive and negative Nb—Hf anomalies. Precambrian Research, 134: 1—20.

[12]Ishiwatari A. 1985. Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. Contrib. Mineral. petrol., 89: 155—167.

[13]Jian P, Liu DY, Shi YR and Zhang FQ. 2005. SHRIMP dating of SSZ ophiolites from northern Xinjiang Province, China: Implications for generation of oceanic crust in the central Asian

orogenic belt. In: Sklyarov EV （ed.）. Structural and Tectonic Correlation across the Central Asian Orogenic Collage: Northeastern Segment. Guidebook and Abstract Volume of the Siberian Workshop IGCP—480, 1—246.

[14]Kidd, R. G. W. 1977. A model for the process of formation of the upper oceanic crust [J]. Geophysical Journal of the Royal Astronmical Society, 50: 149—183.

[15]Kwon, S. T., Tilton, G. R., Coleman, R. G., et al. 1989. Isotopic investigation on the tectonic of the west Junggar , Xinjiang, China[J]. Tectonics, 8: 719—727.

[16]Meschede, M., 1986. A method of discriminating between differeni types of mid—ocean ridge and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram. Chem Geol, 56: 207—218(in English).

[17]Melcher F, Meisel T, Puhl J. 2002. PeLrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constrains from geochemistry[J]. LiLhos, 65: 69—112.

[18]Moores, E. M., Vine, F. J. 1971. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implicat Philos [J]. Trans.R.Soc., A268: 433—466.

[19]Mullen, E. D., 1983. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discrimination for basaltic tacks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth Planet Sci.Lett., 62: 53—62(in English).

[20]Pearce, J. A., Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basaltic volcanic rocks using trace element analysis. Earth Planet. Sci. Lett. 19: 290—300.

[21]Pearce J. A . , Deng WM. 1983. The ophiolites of the Geotraverse, Lhasa to Golmud（1985）and Lhasa to Kathmandu（1986）.In: Chang C et al.（eds.）. The Geological Evolution of the Tibet. London: The Royal Society, 215—238.

[22]Pearce, J.A., Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic ARC magmas [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 23: 251—285.

[23]Pearce, J.A., Norry, M.J. 1979 Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology. 69, 33–47.

[24]Peng, G. Y. 1996. Podiform chromite and associate rocks in Western Junggar. China. PhD: 1—369.

[25]Robertson A H F. 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan regin. Lithos, 65: 1—67

[26]Shervais JW. 1982. Ti—V plot and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary of Science Letters 59, 101—118.

[27]Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis[M].London: Unwin Hyman, 21—22.

[28]Zhang，C.，M. G. Zhai，M. B. Allen，A. D. Saunder，G. R. Wang，X. Huang，1993. Implications of Palaeozoic Ophiolites from Western Junggar，NW China，for the Tectonics of Central Asia. Journal of Geological Society，150：551－561.

[29]白文吉，P. Robinson，杨经绥，周美付，胡旭峰. 1995，西准噶尔不同时代蛇绿岩及其构造演化. 岩石学报，11：62－72.

[30]白文吉，杨经绥，施倪承等. 2004. 西藏罗布莎蛇绿岩地幔岩首次发现超高压矿物方铁矿和自然铁[J]. 地质论评，50（2）：184－188.

[31]冯益民. 1987. 西准噶尔古板块构造特征. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，18: 141－160.

[32]辜平阳，李永军，张兵等. 2009. 西准达尔布特蛇绿岩中辉长岩 LA－ICP－MS 锆石 U－Pb 测年. 岩石学报，25（6）：1364－72.

[33]管云彬. 1990. 新疆西准噶尔地区唐巴勒蛇绿岩的岩石学及地球化学研究（摘要）. 地质地球化学.

[34]郝梓国. 1988. 新疆西准噶尔地区蛇绿岩与豆荚型铬铁矿床的成因研究. 中国地质科学院攻读博士学位研究生毕业论文.

[35]郝梓国，王希斌，鲍佩生等. 1989. 新疆西准噶尔地区两类蛇绿岩的地质特及其成因研究[J]. 岩石矿物学杂志，8：299－310.

[36]何国琦，李茂松. 2001. 中国新疆北部奥陶－志留系岩石组合的古构造、古地理意义. 北京大学学报（自然科学版），37（6）：852－858.

[37]霍有光. 1984. 西准噶尔唐巴勒地区蛇绿岩套岩石化学和稀土元素特征及其地质意义. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，（7）：82－94.

[38]李才，翟庆国，董永胜等. 2008. 冈瓦纳大陆北缘早期的洋壳信息－来自青藏高原羌塘中部早古生代蛇绿岩的证据. 地质通报，27（10）：1605－1612

[39]李金铭，师占义. 1985a. 新疆西准噶尔地区地幔岩的特征及其演化. 西北地质，（3）：20－28.

[40]李金铭，师占义. 1985b. 新疆西准噶尔地区超基性岩中地幔团块的结构与组构. 中国地质科学院地质矿产研究所所刊，（11）：33－49

[41]李金铭. 1994. 新疆西准噶尔地区唐巴勒超基性岩体地幔岩残体的超微构造与组构特征[J]. 西北地质科学，15（1）：1－10.

[42]李曙光. 1993. 蛇绿岩生成构造环境的 Ba－Th－Nb－La 判别图[J]. 岩石学报，9（2）：146－157.

[43]李嵩龄，张志德，杨德朴. 1986. 新疆西准噶尔地区早古生代超基性岩岩石化学特征. 新疆地质. 4（2）：45－53.

[44]刘本培，冯庆来，方念乔等. 1995. 滇西南昌宁－孟连和澜沧江带古特提斯多岛洋构造演化[J]. 地球科学，18（5）：529－539.

[45]Jarvis K.E. 等著,尹明,李冰译. 1997. 电感耦合等离子体质谱手册. 北京: 原子能出版社.

[46]邵济安，唐克东等. 1995. 中国东北地体与东北亚大陆边缘演化. 北京：地质出版社，1－185

[47]史仁灯. 2005. 蛇绿岩研究进展、存在问题及思考[J]. 地质论评， 51（6）：681－693.

[48]唐克东，邵济安. 1996. 古亚洲洋区蛇绿岩的某些特征与古洋演化[J]. 见：张旗主编. 蛇绿岩与地球动力学研究. 北京：地质出版社，108－111.

[49]王树庆，许继峰，刘希军等. 2008. 内蒙朝克山蛇绿岩地球化学：洋脊弧后盆地的产物？[J]. 岩石学报，24（12）：2869－79.

[50]王金荣，谢荣，王怀涛等. 2011. 新疆西准噶尔阿克乔克花岗岩年代学地球化学及构造意义[J]. 兰州大学学报（自然科学版），47（1）：127－128.

[51]王希斌，鲍佩声，戎合. 1995. 中国蛇绿岩中变质橄榄岩的稀土元素地球化学[J]. 岩石学报，11 （增刊）：24－41.

[52]夏林圻，夏祖春，徐学义等. 2007. 利用地球化学手段判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩[J]. 岩石矿物学杂志，26（1）：77－89,

[53]肖序常，汤耀庆，冯益民. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造[M]. 北京：地质出版社，1－169.

[54]新疆维吾尔族自治区地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔族自治区区域地质志[M]. 北京：地质出版社.

[55]新疆维吾尔族自治区地质矿产局. 1999. 新疆维吾尔族自治区岩石地层[M]. 北京：中国地质大学出版社.

[56]许继峰，陈繁荣，于学元等. 2001. 新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩：古弧后盆地系统的产物. 岩石矿物学杂志，20（3）：344－352.

[57]徐新，何国琦，李华芹等. 2006. 克拉玛依蛇绿混杂岩带的基本特征和锆石 SHRIMP 年龄信息[J]. 中国地质，33：470－475.

[58]杨瑞瑛. 1993. 西准噶尔地区中奥陶纪火山岩的地球化学特征. 地球化学，（4）：399－408.

[59]杨瑞瑛. 2006. 中子活化法研究唐巴勒蛇绿岩中超镁铁质岩的地球化学特征[J]. 现代仪器，6：18－20.

[60]张驰，黄萱. 1992. 新疆西准噶尔蛇绿岩形成时代和环境讨论[J]. 地质论评，38：509－524.

[61]张弛，黄萱，翟明国. 1995. 新疆西准噶尔蛇绿岩地质特征及其形成环境和时代[J]. 中国科学院地质研究所集刊，8：165－218.

[62]张弛，翟明国. 1993. 西准噶尔蛇绿岩带及其形成环境[J]. 见：涂光炽主编. 新疆北部固体地球科学进展. 北京：科学出版社，53－78.

[63]张立飞. 1997. 疆西准噶尔唐巴勒蓝片岩 40Ar/39Ar 年龄及其地质意义[J]. 科学通报，42: 2178－2181.

[64]张旗. 1990. 蛇绿岩的分类[J]. 地质科学，25（1）：54－61

[65]张旗. 1994. 蛇绿岩研究的进展[J]. 地学前缘，1（2）：98－103

[66]张旗. 1995a. 蛇绿岩研究中的几个问题[J]. 岩石学报，11（增刊）：228－240.

[67]张旗，肖序常. 1995b. 中国蛇绿岩研究概述[J]. 岩石学报，11 （增刊）：1－9.

[68]钟立峰，夏斌，周国庆等. 2006. 藏南罗布莎蛇绿岩辉绿岩中锆石 SHRIMP 测年[J]. 地质评论，52（2）：224－229.

[69]朱宝清，冯益民. 1994. 新疆西准噶尔板块构造及演化[J]. 新疆地质，12（02）：91－105.

[70]朱宝清，王来生，王连晓. 1987. 西准噶尔西南地区古生代蛇绿岩[M]. 西安地质矿产研究所所刊，17：3－64.

[71]朱永峰，徐新，魏少妮. 2007. 西准噶尔克拉玛依 OIB 型枕状玄武岩地球化学及其地质意义研究[J]，岩石学报， 023（07）：1739－48.

[72]朱永锋，徐新. 2006. 新疆塔尔巴哈台发现早奥陶世蛇绿岩[J]. 岩石学报，22(12)：2833－2842.

致　谢

在即将结束难忘的硕士研究生生活之际，在此要特别感谢三年来给予我帮助和支持的所有老师、同学和朋友！

首先要感谢导师李永军教授，三年来，导师在生活和学习上给予了亲切的关怀和悉心的指导，并提供了多次到新疆进行野外调研的机会和很好的室内学习条件，导师凭借其在多年的实际工作中积累的丰富经验，指导我在研究工作中如何更有效、客观、快速的分析和解决问题，李老师严谨而敏锐的地质思维，是我们学习的楷模，在此向李老师说一声：您辛苦了！

其次，要感谢新疆地质矿产勘查开发局第七地质大队大队长王晓刚、总工程师张兵、副总工程师杨丰柱、冯成贵等领导在野外工作和生活上的大力支持和帮助，同时对七大队第5分队张洪伟项目负责以及张宝文、马木提江、李辉，台爱国等人在野外调研其间给予的极大帮助表示深深的谢意。非常感谢长安大学的周军教授等人在野外调研中的指导，他们提出了许多宝贵的意见和见解，在此深表谢意。

当然，更应该感谢师兄杨高学，李注苍，辜平阳，杨鸣一，刘晓宇，康磊，金朝，师姐佟丽莉，无论在学习上还是在生活中对我的照顾，感谢同门王海博，仲星，在论文写作过程中的帮助，还要感谢师弟严镜，刘振伟，汪雅兵，田陟贤，韩鑫，向坤鹏。徐磊的帮助，最后，感谢室友李小兵，王雁飞，高坡的及好友孙小攀的相处，谢谢你们让我们度过研究生三年快乐的时光。

最后，感谢我的家人和未曾提及名字的朋友对我的帮助！

已发表文章清单

1《东准卡拉麦里地区苏吉泉一带黑山头组的厘定》，新疆地质，2011，第一作者

2《新疆苏吉泉一带石墨矿床成因探讨》，第三届全国矿田构造会议摘要集，2010，第一作者

3《新疆卡拉麦里地区后碰撞期火山活动—黑山头组火山岩为例》，2010，长安大学研究生学术年会，第二作者

4《如何提高地质类大学生实习质量》，中国地质教育，2010，第三作者

5《Geochronological and geochemical constrains on petrogenesis of the Huangyangshan A－type granite from the East Junggar，Xinjiang，NW China》，Journal of Asian Earth Sciences，2011，第五作者

6、《新疆东准噶尔卡拉麦里钾质玄武岩的地球化学特征、成因及其构造意义》，岩石学报，2010，第六作者

7、《东准噶尔东北缘后碰撞火山岩成因与构造环境》，地学前缘，2010，第五作者

图版说明

图版Ⅰ

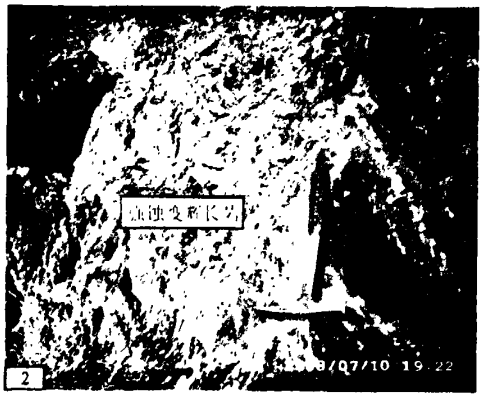
1. 片状蛇纹岩中各构造岩块（野外编号 DP－XV－28－1）
2. 强蚀变辉长岩（野外编号 Dp－ⅩⅤ－11－6）
3. 气孔构造玄武岩（野外编号 Dp－ⅩⅣ－6－2）
4. 硅质岩互层（野外编号 Dp－ⅩⅤ－16－2）
5. 片理化凝灰岩（野外编号 Dp－ⅩⅤ－8－1）
6. 蛇纹岩与岩脉接触处的烘烤边（野外编号 Dp－ⅩⅤ－55－3）
7. 蛇纹岩差异性风化（野外编号 Dp－ⅩⅤ－11－11）
8. 蛇纹岩边部砂岩强烈片理化（野外编号 Dp－ⅩⅤ－15－13）

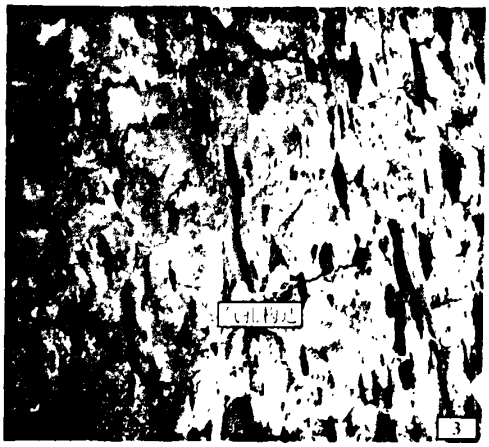
图版Ⅱ

1. 硅质岩互层（野外编号 Dp－ⅩⅤ－16－2）
2. 蛇纹岩中花岗岩岩脉（野外编号 Dp－ⅩⅤ－15－3）
3. 蛇纹岩镜下特征
4. 蛇纹岩镜下特征
5. 辉石岩镜下特征
6. 玄武岩气孔中充填绿泥石
7. 闪长岩中的角闪石矿物镜下特征
8. 闪长岩中的角闪石矿物镜下特征

图版 I



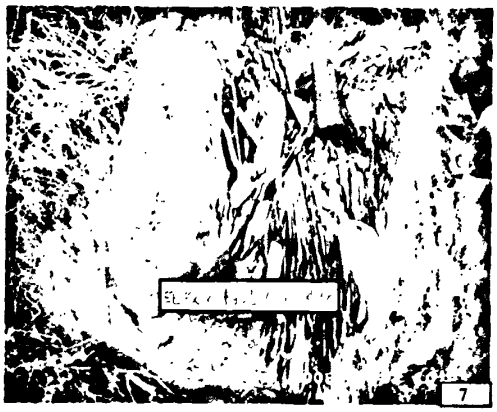


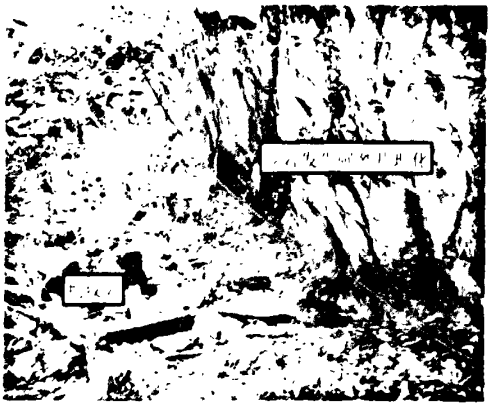






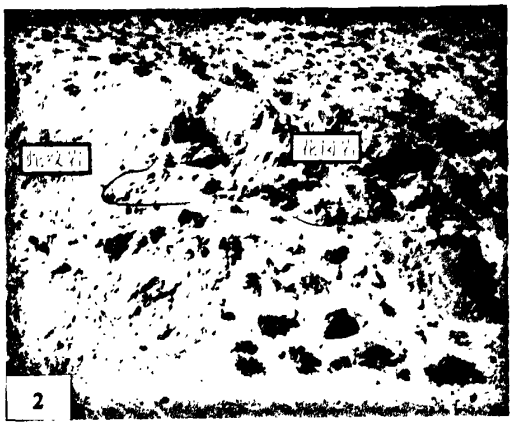




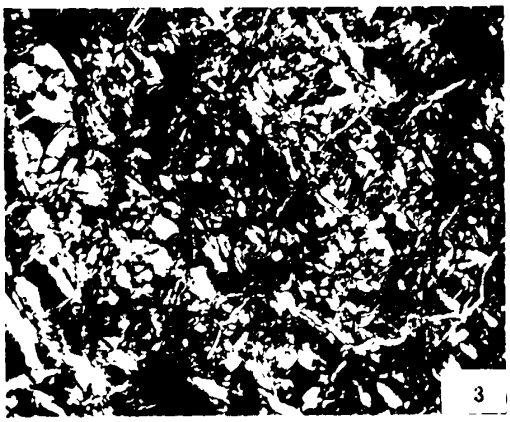


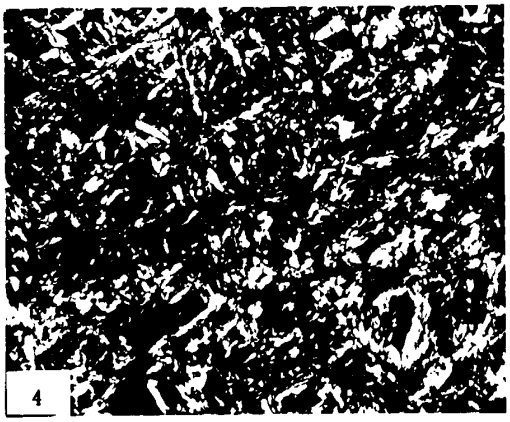
图版Ⅱ

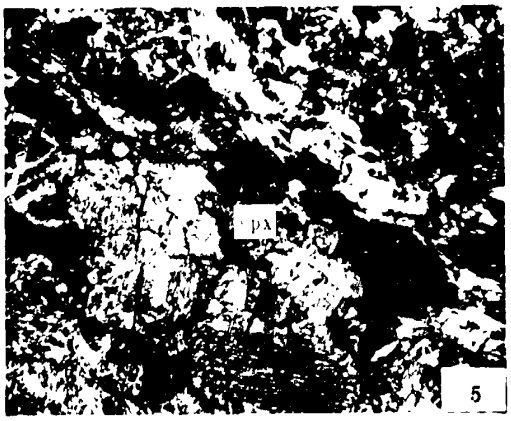

1



2


3


4

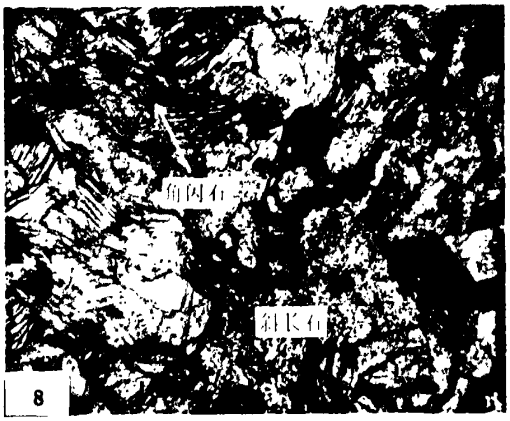


5


6



7



8