中国科学技术大学

硕士学位论文

西南天山岩石地球化学特征及地质意义研究

姓名：孙盼盼

申请学位级别：硕士

专业：地球化学

指导教师：倪守斌

20080501

摘 要

南天山造山带是天山造山带中地质构造最为复杂的地区之一，其保存有亚洲大陆形成演化的重要信息，因此查明南天山造山带形成、演化历史，是开展天山造山带研究的关键地质问题之一。

本文通过对西南天山基性超基性岩和沉积岩岩石地球化学特征的研究分析，对该区的岩石物质来源、成因类型、演化模式以及成矿潜力进行了探讨。

对西南天山那拉提深大断裂附近的菁布拉克岩带中基性超基性岩的岩石地球化学特征进行分析，发现该区样品普遍富镁，Mg#在 0.36~0.90 之间，变化范围大，岩浆演化过程较为复杂；对稀土元素的分析发现该区岩体稀土配分呈轻稀土富集的右倾模式，出现了 Eu 轻微的正、负异常和 Ce 的负异常。结合前人对该区岩体 Sr-Nd 同位素的研究认为这些岩体来自于亏损地幔，是亏损地幔部分熔融产生的岩浆上侵形成的，在上侵过程中经历了富集型的流体交代作用和少量的地壳混染作用。并且根据这些特点进一步验证了该区岩浆来自于拉张环境，与北天山的喀拉通克岩体和东天山的黄山岩体具有相类似的地球动力学过程。

基性超基性岩是铜镍硫化物的重要载体，因此对该区岩体的岩石地球化学的研究有利于对其成矿潜力作出探讨。对比天山地区其他铜镍硫化物矿床的赋矿岩体的成矿背景、岩石地球化学特征，发现该区岩石具有类似的地球化学特征，推测该岩带也具有良好的铜镍成矿前景，特别是菁布拉克岩体。

另外文中还对西南天山褶皱带中的沉积岩进行了进行了研究，因这些沉积岩构成了该区锑、银及金的容矿地层，所以对其岩石地球化学特征进行分析具有非常现实的意义。根据稀土元素配分模式相类似的特点，认为这些沉积岩可能来自于同一源区，且形成于被动沉积环境；这点也可以通过 Pb 同位素和 S 同位素的数据得以证实。同时通过对其 Nd 模式年龄（1.53-2.10Ga）以及 εNd(T)值（-5.6—12.6）的分析，发现所研究的五个矿带均来自于古、中元古代的成熟地壳，因其南北缘分别为具太古代结晶基底的塔里木板块和元古代结晶基底的伊犁板块（~1.8Ga），推测该区沉积岩主要来源于北缘的伊犁地块。根据对矿带的成矿环境、岩浆分异等成矿因素的分析，认为该区具有与境外穆龙套等超大型金矿类似的特点，因此该区具有非常大的成矿潜力。

最后本文对西南天山区域地质演化给出推测：晚古生代，南天山地区开始了大规模的后碰撞拉张作用，形成了大量的基性超基性岩体以及这个时期南天山南缘残余洋盆闭合，形成被动沉积地层；同时对铜镍成矿以及锑、金、银等矿床给出定性的预测，为我国西南天山找矿提供了有利依据。

关键词：西南天山 基性超基性岩 沉积岩 地球化学特征 成矿

ABSTRACT

As the most complex area, Southwestern Tianshan saves the important information of Asian continent evolution, Therefore finding out the history of forming and evolution of orogenic belt is one of the crucial problems to start the research of Tianshan orogenic belt.

In this paper,through the analysis of geochemical characteristics of basic, ultra-basic and sedimentary rocks in southwestern Tianshan, the source of substances, genetic type, evolution model and mineralization are been discussed.

Jingbulake belt of basic and ultra-basic rocks is exposed in the Nalati fault in Southwestern. After the analysis of geochemical datas, some charaters are been discovered, eg: most of the samples are rich in Mg and the variation range of Mg# is wide (Mg#=0.36~0.90), which means the evolution of magma was complex considerably; the analysis of REE indicates the basic and ultra-basic bodies show richment of LREE, the abnormity of Eu (both positive and negative anomaly) and all Ce/Ce* are negative anomaly. Combined with the data of major and isotope elements, these features suggest that the magma was derived from the depleted asthenospheric mantle; in the process of upward emplacing, the magma produced by partial melting underwent fluid metasomatization, and was contaminated by crustal material with different level, which proved the magma was derived from the extensional condition following the collision between the Tarim plate and Siberia plate. Compared to Kalatongke in the north of Tianshan and Xiangshan in the east of Tianshan, the Similarity of geodynamics is found.

Due to ultra-basic intrusions are the important carrier of copper and nickel sulphided, so the research of the geochemical characteristics of the belt favored investigation of the potentiality of depostion. Compared with geological setting of ore-forming process and geochemical charaters of the other orebodies, the similar geochemical features were found, hence we speculated Jingbulake belt has a good potentiality of deposition, esp: Jingbulake body.

Besides,we also analysed sedimentary rocks of fold belt in Southwestern Tianshan.Because the sedimentary rocks formed the host strata with Au、Ag and

Sb, the study of geochemical characteristics is meaningful realistically. Based on REE pattern of the rock in different mineral occurrences, they was derived from the same resource, and formed in passive continental margin.This opinion can also been proved by isotope of Pb and S. Meantimes, the model age of Nd were calculated (T_{DM}=1.53~2.10Ga; εNd(T)=-5.6~-12.6). These features directed that mass was originated the mature crust of Palaeoproterozoic and Mesoprotrozoic. The research area is between the Talimu plate with Archean crystalline basement and Yili micro-palte with Agnotozoic crystalline basement. According to T_{DM}, the sedimentary rocks were derived from Yili plate in the north.Through the analysis of the factors of the metallogenic environment, magmatic differntiation and ao on, we found they have many similar features with large gold mine in Mulongtao, which show very good potentiality of deposition.

At the last, this paper gave some prediction of evolution of areal geology: in late Paleozoic Era, the large-scale extensional action following the collision was happened, which gave rise to many basic and ultra-basic rocks and the south sedimentary layers; the Cu-Ni deposition and minerals of Sb, Au, Ag and so on are been predicted qualitatively, which give a clear direction for prospecting of Southwestern Tianshan.

Key words:

Southwestern Tianshan, late Paleozoic Era, basic and ultra-basic rocks, sedimentary rocks, geochemical characteristics, mineralization

中国科学技术大学学位论文原创性和授权使用声明

本人声明所呈交的学位论文,是本人在导师指导下进行研究工作所取得的成果。除已特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含任何他人已经发表或撰写过的研究成果。与我一同工作的同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了明确的说明。

本人授权中国科学技术大学拥有学位论文的部分使用权，即：学校有权按有关规定向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子版，允许论文被查阅和借阅，可以将学位论文编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。

保密的学位论文在解密后也遵守此规定。

作者签名：孙俏俏

2008年 5月 30日

绪 论

本研究是国家 973 项目《中亚造山与成矿》课题的部分研究内容。项目的设立对新疆天山地区的区域地质与成矿的研究都有非常独特的背景和深刻意义。

天山造山带是一位于中亚巨型复合造山系中南部的陆内造山带，从中亚乌兹别克斯坦到我国新疆，绵延约 2500 km。南天山造山带为中天山南缘断裂带以南的天山地区，夹于北部哈萨克斯坦和南部塔里木板块之间，古生代该区经历了大洋的开合、关闭、碰撞造山及后碰撞的拉张作用，岩浆和变质作用非常强烈。作为天山造山带地质构造最复杂的地区之一，南天山造山带保存有亚洲大陆形成演化的重要信息，因此查明南天山造山带形成、演化历史，是开展天山造山与成矿研究的关键问题之一。

近年来，随着资源、环境等重大问题的挑战和需求，天山地区基础地质研究和矿产资源研究工作大大加强，有关南天山及邻区的基性超基性岩的岩石组合、时代、构造变形(夏林圻,2002; 毛景文,2006;姜常义,2001;舒良树等,2004)以及沉积岩沉积物质的变迁和大地构造单元的划分(张传恒,2002;蔡东升,1995;胡霭琴,1999)等方面积累了许多资料，很多学者对西南天山不同类型岩石的形成条件和地质意义提出了很多探讨性的意见，同时对该区的成矿作用也进行了深入的探讨(赵仁夫, 2002; 2006;杨建国,2004)。由于天山尤其是西南天山构造复杂，地形条件恶劣，野外工作程度不高，地质面貌并不十分清楚，对该区地质认识不一；又西南天山位于天山造山带的东段，在地质基础以及成矿条件与境外的天山具有相似性，因此对该区区域地质的研究成为我国地质工作者的研究重点，并且对于我国西南天山矿产资源的探测，特别是具有良好前景的南天山地区，也具有一定地质意义和非常高的经济价值。

对区域地质演化历史的研究中，因岩浆作用是反映地质演化构造这一事件的重要窗口，是反映地质事件及时间的良好载体，所以镁铁质-超镁铁质岩石构造组合是恢复古板块构造格局和历史的最有效的手段之一、进行造山带火山作用与大地构造关系研究的基本方法(王超,2006)；沉积岩样品的分析研究能对板块基底性质和地壳生长问题给予指示，并能对大陆地壳生长模式给出更多的制约。因此对西南天山上述两种类型的岩石进行研究可以为我们提

供更多的大地构造属性的岩石学、地球化学及深部动力学约束资料，从而对推进西南天山的形成和演化研究。本文对西南天山的基性超基性岩和沉积岩开展了地球化学和同位素地质年代学研究，在此基础上探讨该区地球动力学意义和岩体的成矿属性。

针对西南天山区域地质的研究，本文在充分的文献调研的基础上，开展了以下的工作：

1. 不同类型岩石样品的常量和微量元素的分析。通过对该区元素地球化学特征的研究，推测该区不同类型岩石演化历史，进而分析区域演化史；同时根据元素地球化学特征定性的推测该区岩体成矿属性，为矿产的探明提供可靠的依据。

2. 同位素地质。对该区的火成岩（基性超基性岩）的同位素进行了全面而系统的分析，通过 Sr-Nd 同位素以及 Pb 同位素特征分析其物质来源；同时对该区沉积岩的 Sr-Nd、Pb、C、S 等同位素的相关研究，来分析沉积岩的演化历史以及成矿机理。

第 1 章 区域地质与研究进展

1.1 区域地质

天山造山带横亘于欧亚大陆，构造上位于西伯利亚板块和塔里木板块之间，为古亚洲演化的一个重要构造域。我国境内的天山，以乌鲁木齐为界，向东至甘肃境内，向西延伸至哈萨克斯坦和吉尔吉斯斯坦，分别称为东、西天山。西天山又分为南北两支，呈喇叭形向西延伸(王博等,2006)。西天山的南北两侧分别为塔里木盆地和准噶尔盆地，中间为伊犁微地块。

我国学者通常将乌鲁木齐-托克逊-库米什一线以西、那拉提山-额尔宾山北坡-巴伦台-库米什北一线以南的天山地区称为“西南天山”。综合西南天山造山带的地层分布、沉积建造、岩浆活动、变质作用及构造变形方面的特征，结合蛇绿岩、蓝片岩的产出情况，高俊等(1995)将西南天山划分为 4 个构造区：伊犁中天山区、中天山南缘区、南天山区和塔里木区，分别对应四个构造单元：伊犁中天山板块、中天山南缘早古生代末增生楔、南天山晚古生代增生带、塔里木板块。

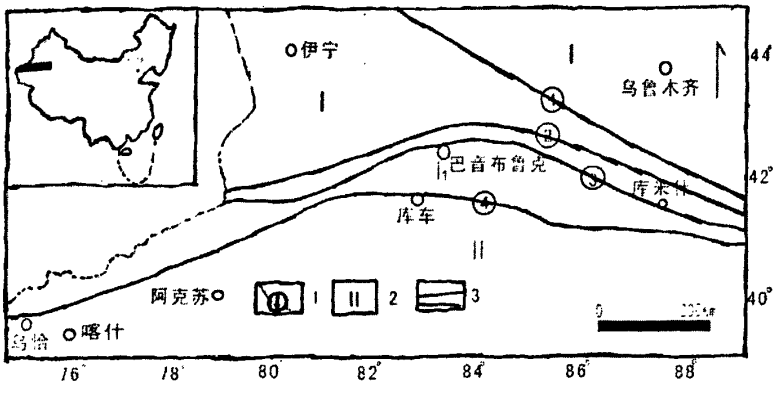


图 1.1 西南天山构造简图

注：1-主干断裂及编号；2-板块及编号；3-研究范围：Ⅰ-哈萨克斯坦-准噶尔板块；Ⅱ-塔里木板块；Ⅱ1-塔里木板块西北缘构造活动带噶尔南断裂；②那拉提-红柳河断裂带；③巴仑台-库米什断裂；④乌恰-库尔勒断裂

研究区位于新疆维吾尔自治区境内，乌恰县的吉根地区以东(东经75°11′)，乌鲁木齐-托克逊-库米什线以西 (东经 89°)，北部以那拉提山-额尔宾山北坡为界，南临塔里木盆地，包括西南天山和中天山南部的区域(图 1)。

1.1.1 区域地层

我国地质工作者根据天山地区的深大断裂将天山造山带分成南天山、中天山和北天山三个构造单元，其中南天山主要为发育在元古宙结晶基底之上的早古生代地层，包括寒武系大理岩、凝灰岩和磷酸盐岩，奥陶系碎屑岩、变粒岩、大理岩和片岩以及志留系大理岩和石灰岩，反映一种被动大陆边缘环境。中天山则主要由奥陶纪—志留纪火山岩地层所组成，其上被早石炭世红色粗碎屑岩不整合覆盖，不整合面之上为晚古生代浅海相沉积层。北天山由泥盆纪—石炭纪浊积相碎屑岩、石炭纪钙碱性火山岩、二叠纪碱性火山岩组成(王博等,2006)。

文中基性超基性岩研究区处于 E 80°15′~82°30′，N 41°60′~ 43°00′(图 2)，从大地构造上，菁布拉克基性超基性岩带处于塔里木板块和伊犁微地块的交接处，受控于那拉提深大断裂。该区最古老地层为中-上志留统合同沙拉群，分布于本区东部快奎乌松河以南雪山上，其下部单一的碳酸盐建造，由灰岩、碳硅质白云岩、白云岩等组成，层间常夹硅质板岩、页岩。上部为灰岩夹流纹斑岩。上志留统在本研究区分布最广泛，由下而上可分为穹库斯太组、阿克牙孜组和乌帕塔尔坎组。穹库斯太组是三组中分布最为广的，近北北东向分布，横贯本岩带的南部。其上部为由白云母、钠长石、绿泥石和绿帘石等组成的片岩和石英片岩，向东则主要是千枚岩并夹较多酸性流斑岩、石英斑岩等，向西有较多石灰岩、大理岩夹层，中部主要为由角闪石、钠长石、方解石等组成的片岩夹大理岩化灰岩和大理岩，局部出现火山碎屑岩。下部以绿泥石白云片岩、石英片岩为主；阿克牙孜组，分布在穹库斯太组出露地区以北，由黑云、角闪质斜长片麻岩、斜长角闪岩、透闪岩等组成，并夹有大理岩、混合岩等，向西则以石英片岩、云母片岩为主；乌帕塔尔坎组见于本区西南部，集中出露在哈里克塔他乌主脊一代，组成天山西部最高峰，岩性单一，主要是大理岩、白云质大理岩夹少量绿泥石绢云石英片岩。下石炭统大哈拉军山主要见于本分区中部，西部分布较零星，出露在上志留统地层分布区以北。本组岩石由酸性熔岩组成，以流纹斑岩、流纹岩、正长斑岩为主

夹中酸性熔岩和火山碎屑岩，如夏塔河一带见安山质凝灰岩和少量橄榄玄武岩夹砂岩、砂砾岩。下石炭统阿克沙克组主要分布在哈里克他乌北坡前山一带，零星分布，不整合覆盖在大哈拉军山组之上。岩性单一，上部为石灰岩和少量白云质大理岩，下部为砂岩夹白云岩。

文中所研究的沉积岩位于基性超基性岩带的西南缘，即西天山的南缘和塔里木板块的西北缘，其中涉及到多个构造单元。在不同的地质历史发展阶段，各构造带的构造格局和演化不同，其地层的发育和沉积类型也不尽相同，出露的地层从元古宇、震旦系到第三系和第四系，比较齐全，其中泥盆系、石炭系和二叠系分布最广。综观整个天山南脉，在早志留世为广阔的浅海，比较稳定，从中亚到哈尔克山地区堆积了巨厚的砂岩和页岩层或碎屑岩和碳酸盐岩层，局部发生基性火山喷发。从温洛克晚期开始（有的地区从卢德洛夫期开始），构造运动使中亚出现了一些窄而深的沉降和大的隆起区，如库祖尔库姆隆起将泽拉夫尚—吉萨尔和突厥—阿赖地区分开，哈尔克山隆起将北天山与南天山分开，形成了两个不同的沉积剖面，不同的化石群。上志留统为浅海相碎屑岩夹泥质岩和碳酸盐岩，属陆源盆地沉积环境。从卢德洛夫晚期开始，泽拉夫尚—吉萨尔到哈尔克山部分地区继续沉降，出现陆间小洋盆，堆积了上志留—下泥盆统。在突厥—阿赖地区，则是发生上升运动，使卢德洛夫界厚度减少，下泥盆统不整合在上志留统之上。到了早泥盆世，从中亚到我国南天山，是一片温暖的浅海，局部发生海底火山喷发。在吉维齐期，汗腾格里地区隆起成陆地，其西南部沉陷，导致海侵和早泥盆世的一些岛屿消失或缩小。在弗兰期，海侵范围继续扩大，并在许多地区逐渐地过渡到早石炭世沉积。

1.1.2 区域岩浆活动

西南天山最古老的岩浆活动为早古生代火山喷发作用，在震旦纪局部地区发生拉张，伴随着不强的火山喷发作用。在加里东期，天山进入构造活动的频繁时期，中奥陶世局部发生双峰式火山喷发作用；沿哈尔克山发生大规模的志留纪火山喷发，早期主要为壳源型的中酸性和酸性岩类，中晚期为幔源型中、基性岩类，伴有侵入岩，显示岛弧环境。在哈尔克山北坡出现了蛇绿岩套，反映了塔里木板块与伊犁板块结合的历史(杨富全等,2004)。海西早期岩浆侵入活动相对较强，出露有超基性岩到花岗岩的各类岩石。岩浆活动，

受区域构造的控制，岩体基本沿断裂构造分布。西南天山发育的基性岩脉和岩墙有：西南天山柯柯地区的新元古代的辉绿岩岩床、岩墙，阔可萨勒岭地区形成的晚古生代的超基性岩小岩体，以及本文所研究的菁布拉克岩带里的晚古生代十多个大小不同的基性岩体。南天山地区花岗岩发育也较为广泛，花岗质岩浆活动在晚古生代时期最为强烈，其中泥盆纪花岗岩在东天山、南天山地区较为集中，石炭-二叠纪花岗岩多分布于中天山北缘地区。

南天山西段的 Ar-Ar 坪年龄为 427Ma 和 288Ma(龚福华,2003)，说明在志留纪-二叠纪南天山地区存在着复杂的活动大陆边缘构造体系，并发育有大量的岩浆活动。伊犁地块南缘的古生代侵入岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 436±8Ma，370±7Ma，366±6Ma(朱志新,2006)，推测该区存在由南天山大洋板块向伊犁地块之下俯冲所引起大量岩浆活动，并说明这个俯冲过程在晚古生代时期一直延续；姜昌义等(1999)认为南天山 298Ma 闪长岩和 284Ma 似斑状花岗岩为碰撞造山岩浆作用的产物；赵振华等(2003)获得那拉提山-阿吾拉勒山一带的火山浅侵位岩浆岩 Ar-Ar 年龄 306-250Ma；后碰撞钾长花岗岩年龄 280-266Ma(姜昌义等,1999)和南天山后造山碱性岩 275-260Ma(刘楚雄等,2004)指出碰撞造山事件可能在石炭纪末结束。黑英山霓霞正长石获得锆石单颗粒 U-Pb 年龄为 275Ma(刘楚雄等,2004)表明塔里木北缘南天山一带的碱性侵入岩带形成于后造山的拉张构造环境；西南天山霍什布拉克岩体的锆石 U-Pb 年龄为 267Ma，侵位时代为晚二叠世(杨富全等,2001)，以及科克苏河的碱性钾长花岗岩锆石单颗粒 U-Pb 年龄 280-266Ma(高俊,2006)，表明二叠纪南天山造山带进入碰撞后演化阶段，此时也发育了大量的岩浆活动。可见地质过程都引起了广泛而强烈的岩浆活动。

1.1.3 区域构造

天山造山带是西伯利亚、塔里木板块和哈萨克斯坦板块拼合、俯冲、碰撞的产物，其构造取决于这三大板块拼接的构造格局。根据额尔齐斯-布尔津断裂带和那拉提-红柳河断裂带两大断裂带把天山地区分为北、中、南天山三个构造单元。这两个构造断裂带分别为西伯利亚板块与哈萨克斯坦板块、哈萨克斯坦与塔里木板块拼接缝合带。本文中所研究的西南天山地区为那拉提-红柳河板块缝合带和塔里木板块的西北缘构造活动带及其之间的区域。

天山形成过程较为复杂：震旦纪-早寒武世天山古生代洋盆开启，表现为

大陆拉伸-大陆裂谷火山活动；石炭纪时天山造山带发育有大规模大陆裂谷双峰式火山活动和花岗质岩浆活动，说明天山古生代洋盆已经闭合且已进入造山后裂谷拉伸阶段。李春昱(1982)年指出南天山为晚古生代地槽褶皱带，并认为古生代南天山洋向北消减；肖序常等(1990，1991)提出志留纪拉张作用主要发生在南天山，到 S3-D1 时向北俯冲；高俊(1997)认为志留纪出现南天山洋，伊犁-中天山板块南部在晚志留纪表现为活动大陆边缘的性质，而晚志留世南天山微板块与伊犁-中天山板块拼合。南天山巴音布鲁克东、野云沟、库米什一带的 490-380Ma(锆石 U-Pb)花岗岩的形成可能与南天山洋的扩张有关，或与早古生代的一次造山过程的晚期伸展阶段有关(韩宝福等,2004)；中天山南缘那拉提山二长花岗岩锆石 436Ma 年龄(朱志新,2006)表明南天山洋至少在早志留世已经开始向伊犁中天山板块之下俯冲；那拉提山一带的上志留统巴音布鲁克组岛弧型火山岩(Gao J et al，1998)也证实了南天山洋早古生代的俯冲事件的存在；陈江峰等(1995)对南天山菁布拉克岩带 Sm-Nd 同位素地质年龄的分析，认为在 313-324Ma 即石炭纪晚期，碰撞造山作用基本结束进入了后碰撞时期；塔里木北缘的黑英山克其克果霓霞正长石的锆石 U-Pb 年龄为 275Ma、依南里克黑云霞石伟晶岩锆石 U-Pb 年龄 273Ma(刘楚雄等，2004)，表明该碱性侵入岩形成于后造山的拉张构造环境；姜昌义等(1999)认为南天山褶皱带中 264-260Ma 碱性花岗岩则是后碰撞造山作用的产物。

古地磁资料(李永安,1989)证实，早古生代哈萨克斯坦板块(在我国境内的称之为伊犁陆块)、塔里木板块还处于低纬度的赤道附近。而到了石炭纪时期，塔里木板块和哈萨克斯坦板块的古地磁极和古纬度基本上没有差别，说明此时它们已经碰撞拼接在一起，所以推测晚泥盆世-石炭纪早期(350Ma)，塔里木板块与哈萨克斯坦板块发生陆陆碰撞。但在塔里木板块与伊犁微板块碰撞拼接在一起后，南天山海盆尚未完全闭合。沉积地层学分析表明，在石炭纪时南天山存在一个向西开口的海湾(即前陆残余海盆)。该海盆在西南天山沉积了一套滨浅海相碎屑岩、碳酸盐岩，而向东地层中出现膏泥岩、炭质页岩，局部夹薄煤层，表明石炭纪南天山海水自西向东逐渐变浅。

西南天山是哈萨克斯坦板块和塔里木板块相互作用的产物，研究区涉及到的构造单元为伊犁板块、塔里木北缘活动带和塔里木陆块北缘。从大地构造上来说，研究区属于塔里木板块西北缘，其西延与卡拉库木地块北缘相连，即突厥斯坦-阿赖、哈尔克、南天山和柯坪等构造-岩浆-建造带。区内发育多条断裂构造，按其走向可以分为北西西或北东东一近东西向和北北西或北北

东一近南北向两组，在平面上组成菱形构造格局。北西西或北东东一近东西向断裂，即与天山构造线方向近于一致的断裂，多为早古生代或更早形成，并长期活动，它们一般是规模大、切割深的断裂带，控制了区域沉积建造、岩浆活动和成矿带的分布；较少的北北东和北北西一近南北向断裂部分可能是断层断裂的继承性再现，它们形成时代相对最晚。

1.2 研究进展

天山位于中亚造山带的南缘，是亚洲腹地一条重要的古生代造山带，它是塔里木板块、准噶尔板块以及伊犁微地块碰撞的产物，其形成与演化与古亚洲大陆的演化密切相关，是古亚洲大陆的一个重要构造域。一般认为天山造山带在我国境内存在两条晚古生代缝合带(Gao J,1998;高俊等,2006)即中天山北缘缝合带和中天山南缘缝合带，对应的板块分别为准噶尔、伊犁、塔里木板块。在古生代，伊犁-中天山板块与塔里木板块之间发育南天山洋，南天山洋于石炭纪闭合，伊犁-中天山与塔里木板块沿中天山南缘缝合带发生碰撞。由于南天山洋向北俯冲，伊犁-中天山板块南缘发育了广泛的早古生代晚期至晚古生代的岛弧型火山岩、花岗岩；而中天山南缘缝合带以南的褶皱带中，主要出露塔里木北缘古生代被动陆缘沉积物。

南天山构造环境的演化一直是地质界关注的重点之一。在南天山，目前已经获得了蛇绿岩形成于震旦纪和志留纪的年代学资料以及在塔里木盆地西北缘震旦纪至石炭纪地层具有被动陆缘沉积岩系的特征，表明南天山洋盆是在震旦纪打开 (李锦轶等,2006a;2006b)；朱志新等(2006)测得中天山南缘那拉提山二长花岗岩的锆石年龄为 436Ma，表明南天山洋至少在早志留世开始向伊犁一中天山板块俯冲；张作衡(2005)所获得的锆石 SHRIMP 年龄(434.4 士 6.2)Ma 也支持了这一观点；那拉提山一带的上志留统巴音布鲁克组岛弧型火山岩也证实了南天山洋早古生代的俯冲作用的存在(Gao et al,1998)。俯冲作用一直延续到晚古生代(高俊等,2006;朱志新等,2006)。而晚泥盆世一早石炭世发生的南天山被动大陆边缘与中天山活动大陆边缘的碰撞作用应为南天山洋闭合后塔里木板块与中天山板块碰撞的结果。其后，后碰撞作用开始，造成大量基性超基性岩和花岗质岩石广泛出露。地质界工作者一直对天山地区研究都给予了极大的重视。下文将从基性超基性岩、花岗岩以及沉积岩方面介绍西南天山地质研究的最新进展。

1.2.1 基性岩

近年来在新疆北部的天山地区也发现了多条基性超基性岩带，如：喀拉通克、黄山、香山和菁布拉克等。因为基性超基性岩带是铜镍矿的载体，所以新疆北部的基性超基性岩带引起了地学界的广泛重视。有关新疆北部这些含铜镍硫化物矿的基性超基性岩带的岩石组合特征、成岩成矿时代、元素地球化学特征、物质来源、流体动力学、造山与成矿等方面的研究工作得以迅速发展(张作衡,2005;吴华,2005;倪守斌,1995;姜常义,2000;柴凤梅,2006)

近期对喀拉通克、黄山东、菁布拉克岩体获得了较为精确的成岩成矿时代：喀拉通克岩体为 287Ma(SHRIMP)(韩宝福等,2004)、282Ma(Re-Os)(张作衡等,2005)、黄山东岩体为 274Ma(SHRIMP) 、282Ma(Re-Os)(毛景文等,2002;韩宝福等,2004)，菁布拉克岩带岩体为 313-324Ma(倪守斌等,1995)，这些研究资料表明，新疆北部的基性超基性岩体多形成于晚古生代。虽然前人对这些岩体做了大量的工作，但对岩体成因及形成构造环境方面仍然存在一些有争议的问题。刘德权等(1992) 认为喀拉通克镁铁质岩属于新陆壳阶段“弛张期”热侵位岩体，形成于造山运动结束、地壳固结之后的应力反弹阶段的地壳薄弱部位；王润民等(1991)认为喀拉通克含矿岩体是在围岩形成以后、北北东—南南西向构造挤压以前的拉张应力环境中形成的；冉红彦等(1994)认为喀拉通克的岩浆作用发生在西伯利亚板块和准噶尔板块碰撞之后的拉张环境，因而岩浆作用具有岛弧岩浆作用的特点；李华芹等(1998)认为喀拉通克的岩浆岩来自于亏损地幔源区；张招崇等(2003)认为岩浆起源于亏损的软流圈地幔并在高位岩浆房中遭受了上地壳物质的混染，岩体具有部分岛弧岩浆的特点；张作衡等(2005)研究认为喀拉通克岩体的形成环境不可能是岛弧环境，应该是碰撞后的伸展环境。倪志耀(1992)研究认为黄山东岩体的母岩浆是上地幔的石榴石二辉橄榄岩经部分熔融形成，为富镁、贫碱、低钙的拉斑玄武岩浆系列；毛景文等(2002)研究认为黄山东镁铁—超镁铁岩体形成于碰撞后的伸展环境；Zhou et al. (2004)研究也认为黄山与黄山东岩体是碰撞后伸展环境的产物。韩宝福等(2004)认为喀拉通克岩体、黄山东岩体的岩浆来源于亏损程度存在明显差异的地幔源区，或者岩浆在从源区侵入地壳的过程中受到了不同程度的地壳物质混染。杨炳滨(1994) 认为所有的“岩浆型铜镍矿床全部见于岛弧带和弧后盆地拉张环境”，形成于造山后拉张阶段。与此同时，作为本文研究的重点——菁布拉克岩带岩体的研究也在不断深入着。王作勋

(1990)等根据岩石组合和地球化学特征认为菁布拉克基性—超基性岩带是被肢解的蛇绿岩残块；郝杰(1993)等测得岩带内的长阿乌子辉长岩中的辉石的 ^{40}Ar-^{39}Ar 的年龄(439.4±26.7Ma)，认为其为蛇绿混杂岩的形成年龄即洋壳年龄，但是在该岩带内并没有发现天山古生代蛇绿岩所表现的两种序列；倪守斌等(1994、1995)和陈江峰等(1995)对菁布拉克岩带的 Sr、Nd 同位素进行分析，提出菁布拉克岩带形成于海西期的后碰撞拉张环境，经历了亏损上地幔的部分熔融和地壳浅部的 AFC 过程；最新研究(张作衡，2006) 根据微量和稀土元素特征指出菁布拉克岩体的地壳混染作用很弱,并且俯冲洋壳产生的流体参与了亏损地幔的部分熔融。根据前人的这些研究结果，我们可以发现：对新疆北部基性超基性岩物质来源以及形成环境仍存在争议，并且对岩浆演化机制的认识还有待于进一步的深入。

1.2.2 花岗岩

天山作为中亚型造山带的主要组成部分，在其构造演化过程中发育了多期次多类型的花岗岩。涂光炽(1990)和王中刚(1994)在对新疆北部花岗岩充分研究的基础上,根据花岗岩成岩环境、成岩物质来源和成岩方式提出 5 种成因类型: 前造山期的壳幔同熔型、同造山期的地壳交代型、同(后)造山的地壳重熔型、非造山期的幔源重熔分异型和幔源分异型。张增杰(2003)根据岩石特征把天山海西期花岗岩类分为 4 类：幔源型、同熔型改造型和 A 型，该四类花岗岩的岩性特征分别是英云闪长岩-花岗闪长岩-黑云母二长花岗岩-二长花岗岩-碱长花岗岩-碱性花岗岩，逐渐向偏碱性偏酸性的方向演化。

根据张增杰(2003)的分类（幔源型、同熔型、改造型以及 A 型），可以对天山地区的花岗岩物质来源及其演化的构造环境作出讨论，并可揭示天山造山带的演化史。1）天山地区的幔源型花岗岩是洋壳之间的离散使幔源物质在上涌过程中发生分异，强烈分异的结果；该岩类主要以英云闪长岩为主，常常与基性岩和超基性岩相伴生，呈现出特征的强烈分异结构和构造，主要发育在早石炭世或更早的洋壳环境。同位素年龄大于 320Ma(李佩基，1985)，规模小，岩体少见，且常与蛇绿岩套伴随，少数分布在岛弧区。2）同熔型花岗岩类，一般为洋壳之间的离散推动了洋陆之间的俯冲，洋陆俯冲的结果，既有幔源又有壳源物质参加，与 I 型花岗岩类相当。先后以富斜花岗岩、奥长花岗岩和二长花岗岩为主；同熔型花岗岩类发育时间与幔源型相似，但跨

度更大，可持续至 300Ma，岩体分布广泛，规模不一，常与大哈拉军山组火山岩伴生。3）改造型花岗岩的类型多样，形式复杂，发育时间不一，规模不等，其中似斑状钾长花岗岩为特征的富碱改造型集中在 300~250Ma 之间，以 280Ma 为高峰。该类花岗岩的形成时间跨度极大，早可伴随于同熔型花岗岩类，属于大洋俯冲诱发的陆壳重熔产物，晚可伴随富钾改造型，但以俯冲造山末期和碰撞造山早期为高峰。同熔型花岗岩和改造型花岗岩分别反映着俯冲造山作用和碰撞造山作用。天山这两类花岗岩的更替时间为 320Ma 左右，意味着俯冲造山与碰撞造山的更替发生在 320Ma 左右。这点与海西期的地层变形、造山带型成矿作用集中在 300~250Ma 左右事实一致(陈衍景,2000)。4）A 型花岗岩，其为陆陆之间拉开的表现，最后发育，局部零星出现，规模小，主要发育在 280Ma 之后，A 型花岗岩为造山运动结束的标志。花岗岩的这一演化规律指示天山地壳性质由不稳定低成熟度的镁铁质向稳定成熟陆壳演化。

昭苏、新源一带的花岗岩侵入体(熊小林, 2001; 赵振华等,2003)，出露在伊犁石炭-二叠纪裂谷带中，以侵入体或浅成侵入体出现，同位素年龄在 337-260Ma 之间；阿拉套山和伊犁地块南缘的托木尔峰岩体出露在古微地块的边缘花岗质岩，同位素年龄范围 344-259Ma(周泰禧等,2000;1996)，这些年龄数据都说明在晚古生代花岗质岩浆广泛发育。对南天山褶皱带中的大量花岗岩样品做了详细的分析：其中碱长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄(264.6Ma、259.9Ma)及岩石化学特征(姜昌义,1999)表明该区岩体形成于早二叠世的后碰撞拉张时期；霍什布拉克碱长花岗岩侵位的时间为 261.5 ±2.7Ma(杨富全, 2001)，说明此时天山地区由挤压向拉张环境转变。对南天山托木尔峰地区花岗质岩石的 Nd、Sr、O、Pb 同位素数据的分析认为产于北部伊犁地块和南部南天山褶皱带的花岗岩主要是地壳熔融的结果，同时对比该区结晶基底的 Nd 模式年龄，推测花岗质岩浆形成过程中有地幔物质的加入，并认为此次事件可能与西天山地区基性超基性岩侵位同时。周泰禧(1996)对阿拉套花岗岩 εNd 的分析认为该区花岗岩是壳幔物质 AFC 式混合的结果。夏祖春等(2005)对天山造山带和古微地块边缘的花岗质岩石进行分析表明：前者岩体主要是壳幔混合源岩浆形成的；而微地块花岗质岩石主要来自壳源；且同一构造位置天山西段和东段的花岗质岩石的化学成分也不相同。洪大卫(2003)根据中亚造山带的 εNd 值花岗岩的发育，说明该区在显生宙发生过显著的大陆地壳生长。童英等(2006)指出：同造山（如俯冲阶段）幔源组分花岗岩的发育揭示了地

壳的水平增长（古大洋和岛弧物质通过俯冲深埋加入到下地壳）；后造山幔源组分花岗岩也对地壳生长有重要作用，但其幔源组分的来源比较复杂：可能来源于后造山新底侵的幔源物质（显示垂向生长），也可以是年轻地壳的再循环产物或前造山底侵的基性下地壳再熔产物。

西天山海西期岩浆活动十分强烈，280-250Ma 间的花岗质岩石分布甚为广泛，晚古生代花岗质岩浆活动更是西天山褶皱带内规模最大的一次。天山西段包括从东部那拉提到西部国界以外的地区，分布了许多石炭-二叠纪花岗质岩石，对其岩石化学和同位素数据的分析，不仅可以推测花岗质岩浆的物质来源，还可以对该区花岗质岩浆岩产生的构造环境和演化机制作出探讨。因花岗岩的发育是地壳增生的重要方式，所以对花岗岩的研究有助于地壳构造演化进行深入研究，并为大陆地壳生长提供新的证据。

1.2.3 沉积岩

南天山自新元古宙以来经历了两次开合演化,最终形成由诸多微陆块和褶皱带组成的复合型造山带(王作勋等,1990)。从区域地质构造背景上看，文中所研究的西南天山包括两个构造单元:北部的南天山造山带和南部塔里木板块北部的被动大陆边缘。而文中所研究的沉积岩主要在塔里木板块北部的被动陆缘沉积，其具有统一的前震旦纪变质基底,广泛发育震旦纪—古生代碎屑岩-碳酸盐岩稳定沉积盖层。近年来，对南天山洋的演化历史的研究得到：南天南山古洋盆闭合于泥盆纪，而南天山古洋盆在闭合时表现为洋盆两侧的陆块平稳对接，从而在洋壳消失后仍保留一个残留海盆。在该海盆中，沉积了在南天山地区广泛分布的晚古生代地层。

西南天山与中亚成矿带穆龙套金矿床一脉相承，两者具有极其相似的地层、岩性和构造条件(刘家军,2002;杨富全,2004)，是中亚南天山金和有色金属成矿带在我国境内的东延部分，具有巨大的成矿潜力，因此越来越多的地质工作者对南天山沉积岩的地层、成岩、成矿机制及其物质来源进行了卓有成效的探讨，并发现了很多具有开采前景的沉积岩矿床（点）。陈斌(2001)、李秋根(2003)、陈江峰(1999)等人利用 Nd 同位素和 Nd 模式年龄对相应地区的源区作出推测，对地壳演化给出一定的制约。倪守斌(1998)等给出伊犁板块南北缘沉积岩的差别：伊犁板块的北缘沉积物源区年龄为 1.9Ga，伊犁板块的南缘有来自约 2.5Ga 的古老物质。陈斌等(2001)对阿尔泰地区古生代的

沉积变质岩的 Nd 同位素作了分析和研究，该区源区主要是中元古的老地壳，并且后期有年轻物质的加入。李秋根等(2003)对中天山东段元古代的沉积岩的 Nd 模式年龄作出计算得其物源区主要是古元古代地壳，而不是塔里木克拉通，并有年轻弧物质的加入。

近年来随着查汗萨拉、卡拉脚古牙、古勒克达坂、萨瓦亚尔顿等沉积岩矿床（点）的发现，西南天山沉积岩带已经成为我国境内发现的最具影响力的金、锑矿床之一。作为容矿地层——西南天山沉积岩带，一直备受地质工作者的关注。胡世玲等人利用西南天山萨瓦亚尔顿、查汗萨拉等矿点的 Rb-Sr 数据对容矿的地层作了探讨，指出其容矿岩系的地层为古生代(胡世玲,2002)。刘家军(2002)等人通过对萨瓦亚尔顿矿点的同位素（碳、氧、氢、硫、铅）进行分析，指出来源于古老地层的成矿物质，经历了中低温热液的运移而成矿。目前对该区的探讨大都集中在查汗萨拉、萨瓦亚尔顿等区域的同位素地球化学特征以及成矿机制的探讨(王宏,2003;杨富全,2005)，对于该区成矿物质的源区－容矿地层的来源探讨不多。因此在本文中将根据的 Nd 同位素数据以及稀土与稳定同位素数据对成岩、成矿物质来源给予讨论，并对该区的成矿潜力作出初步探讨。

第 2 章 基性超基性岩石地球化学特征

新疆北部近年来陆续发现了喀拉通克、黄山和菁布拉克等含铜镍硫化物矿的多条基性超基性岩带。作为 Cu-Ni-(PGE)硫化物载体的基性超基性岩引起了地学界的广泛重视。本文着重对南天山那拉提深大断裂附近出露的菁布拉克岩带岩体进行了岩石地球化学特征分析。菁布拉克岩带处于 E 80°15′~82°30′，N 41°60′~ 43°00′（图 2.1），从大地构造上，菁布拉克岩带处于塔里木板块和伊犁微地块的交接处，受控于那拉提深大断裂及其次一级的断裂构造。所出露的菁布拉克、喀拉达拉、恰干萨依、乔勒铁克西、丘拉克特勒克、苏鲁、琼阿乌孜等十多个基性－超基性岩体，大致呈 EW 向分布在那拉提山脊深断裂及其次断裂附近。

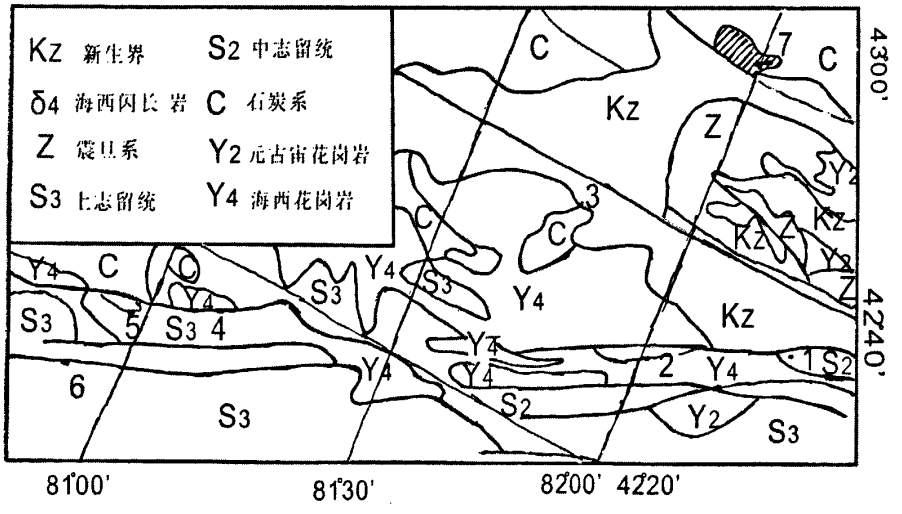


图 2.1 菁布拉克岩带岩体分布简图

注：1－菁布拉克岩体；2－恰干萨依岩体；3－丘拉克特勒克岩体；4－乔勒铁克西岩体；5－苏鲁岩体；6－琼阿乌孜岩体；7－喀拉达拉岩体

位于南天山的菁布拉克基性－超基性岩带的岩体侵位于志留系片岩和片麻岩中，各岩体的产状、岩性及岩体分异程度不尽相同。岩带中的菁布拉克岩体位于北东东向构造带中，在平面上呈橄榄形、空间上呈向斜盆状，长 2.5Km，宽 1.3Km，面积 3.2Km，岩体分异较好，出现环状分带，各岩相带

从外向内分别为闪长岩、辉石岩、橄榄辉石岩、橄榄岩等；恰干萨依岩体产于那拉提深断裂带内，岩体地表长度为 5.3Km，平均宽为 0.7Km，面积 3.7Km，该岩体分异也很明显，其岩相分异自上而下依次是辉石闪长岩、辉绿岩、辉石橄长岩和辉长岩；其它几个岩体分异不明显，丘拉克特勒克岩体，南北两侧为断裂所限，宽约 0.4Km，东西延伸 1.5Km，此岩体仅有橄榄岩和辉长岩两个岩相；乔勒铁克西和苏鲁岩体仅出露辉长岩相；琼阿乌孜的岩性主要为辉橄岩、辉长岩、闪长岩，但岩石破碎，几乎所有的辉橄岩都发生了蛇纹石化。分异较好的还有喀拉达拉岩体，其侵位于中石炭统中，岩体面积约 30Km，因其与菁布拉克岩带的基性超基性岩类似，故一起讨论。野外观察该岩体为一层状侵入体，自上而下依次为浅色辉长岩、深色辉长岩、橄榄辉长岩和辉绿岩。

2.1 菁布拉克岩带岩体岩石地球化学特征

2.1.1 南天山基性超基性岩的岩石化学特征

1. 岩石化学成分及特征

根据大量薄片鉴定结果和 25 届国际地质年会推荐的岩石命名原则，对所研究地区各基性超基性岩进行了命名，并对该研究区的各岩体作岩石化学全分析（北京大学测试中心），化学成分见（表 2.1）。

根据表中 SiO_2 的含量，可发现本岩带中仅琼阿乌孜为超基性岩(36.12~39.93)，其它岩体中有个别的超基性岩石单元，但总体上都属于基性岩。根据岩石中的 K_2O、Na_2O、CaO、Al_2O_3 分子数的关系，可把本岩带岩石分为二个类型：一类是铝过饱和系列 $Al_2O_3 > CaO+Na_2O+K_2O$，像恰干萨依岩体 B-88，琼阿乌孜岩体 S117、S127；另一类为正常系列 $CaO+Na_2O+K_2O > Al_2O_3 > Na_2O+K_2O$，即为钙碱系列，像喀拉达拉岩体、菁布拉克岩体、丘拉克特勒克、乔勒铁克西、苏鲁岩体以及恰干萨依 、琼阿乌孜岩体的某些岩石单元（B-84、B-86、B-87、S115）。岩带中各岩体的超基性岩的 TiO_2 含量低于中国岩浆岩超基性岩类的 TiO_2，而岩带中的基性岩有两种类型：一类是富含 TiO_2，如喀拉达拉岩体的 G1-6，丘拉克特勒克岩体的 Q014，

表 2.1 菁布拉克岩带岩体主量元素分析结果

Mg#=Mg/(Mg+Fe)

样品号	地点	岩性	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	TiO_2	P_2O_5	MnO	总计	Mg#
G1-6	喀拉达拉	橄榄辉长岩	46.64	15.56	6.32	6.78	7.22	6.55	2.8	0.15	5.04	0.4	2.22	0.44	0.29	100.41	0.51
G-6		橄榄辉长岩	46.95	21.59	1.73	6.34	8.65	10.54	1.55	0.25	1.95	0.12	0.39	0.24	0.2	100.5	0.66
J006		钛铁矿橄榄辉长岩	44.83	16.96	2.61	7.66	14.09	9.17	1.5	0.15	2.45	0.08	0.4	0.17	0.16	100.23	0.72
Q016	菁布拉克	斜长角闪岩	48.94	11.35	1.2	7.73	14.47	12.12	0.8	0.35	1.53	0.28	0.48	0.15	0.17	99.57	0.75
Q017		辉橄岩	46.91	12.24	0.68	7.5	16.14	11.85	1.2	0.3	1.79	0.24	0.46	0.16	0.14	99.61	0.78
Q018		辉橄岩	42.35	3.31	1.87	9.4	35.12	4.92	0.35	0.1	1.98	0.28	0.2	0.11	0.16	100.15	0.85
Q019Q		橄榄辉长岩	47.13	9.6	0.83	6.43	18.82	14.33	0.65	0.1	1.08	0.04	0.25	0.14	0.14	99.54	0.83
B-84	恰干萨依	橄榄辉长岩	45.58	15.03	2.05	3.95	14.04	12.02	1.2	0.15	5.04	0.6	0.25	0.16	0.27	100.34	0.81
B-87		橄榄辉长岩	46.85	18.9	1.17	4.2	11.35	12.47	1.55	0.4	2.62	0.12	0.25	0.17	0.12	100.17	0.80
B-86		橄榄辉长岩	44.98	19.78	1.19	3.29	9	14.41	1.3	0.25	5.21	0.4	0.18	0.18	0.15	100.32	0.79
Q010	丘拉克特勒克	闪长岩	52.12	18.38	2.03	5.75	5.53	7.64	3.6	1.3	2.42	0.24	0.95	0.23	0.14	100.33	0.57
Q014		辉绿岩	50.47	14.67	2.25	9.15	5.62	6.07	4.75	0.3	3.01	0.48	2.72	0.46	0.17	100.12	0.48
A-2	乔勒铁克西	辉长岩	47.82	14.89	2.91	7.8	6.47	10.4	2.65	0.25	3.22	0.04	2.85	0.38	0.3	99.98	0.53
A-4		辉长岩	48.31	14.33	4.5	11.14	4.84	7.72	2.4	0.15	2.99	0.32	2.7	0.35	0.28	100.03	0.36
A067			46.94	17.68	1.32	7.43	9.17	10.42	2.29	0.2	2.61	0.08	0.92	0.22	0.14	99.42	0.66
S092	苏鲁	辉长岩	48.51	13.76	3.2	8.83	8.56	8.19	3.15	0.85	2.6	0.12	1.45	0.21	0.24	99.67	0.57
S094		斜长角闪岩	45.99	13.91	5.28	9.11	7.78	8.43	2.7	0.88	2.63	0.24	2.01	0.33	0.26	99.55	0.50
S099		斜长角闪岩	49.17	8.52	3.5	9.45	11.37	12.22	1.18	0.28	2.23	0.22	1.06	0.12	0.24	99.56	0.62
S115	琼阿乌孜	蛇纹石岩	39.53	1.32	7.06	1.83	36.63	0.95	0.10	0.08	11.40	0.32	0.07	0.07	0.10	99.46	
S1117		蛇纹岩	36.12	1.22	6.19	1.98	39.85	0.32	0.05	0.05	13.02	0.52	0.07	0.10	0.10	99.59	
S127		蛇纹岩	39.93	1.27	7.18	2.43	37.16	0.47	0.05	0.08	10.78	0.30	0.03	0.03	0.07	99.83	

乔勒铁克西岩体的 A-2、A-4；另一类基性岩均低于平均基性岩类的 TiO_2 含量。随着 SiO_2 含量的增高，K_2O、Na_2O、CaO、Al_2O_3 的含量总趋势上升，Mg 的含量则趋于减少。

下文将针对各岩体的岩石化学参数予以分析，找出其变化规律：

1)SiO_2—Na_2O+K_2O 的关系

与一般的基性岩的碱金属含量相比，琼阿乌孜等岩体含量最低，其中 Na_2O+K_2O 一般都小于 0.30%（倪守斌,1995）。除个别岩体和岩相外，该区铁质基性岩和超基性岩体的 Na_2O+K_2O 含量都不高。对 SiO_2—Na_2O+K_2O 作图（图 2.2），可以看到各岩体样品点大都位于亚碱性系列范围内，只有个别岩体的个别样品落在碱性橄榄玄武岩系列或与拉斑玄武岩系列的分界线附近。

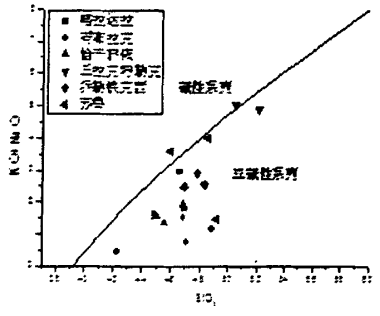


图 2.2 SiO_2 ~ Na_2O+K_2O 图解

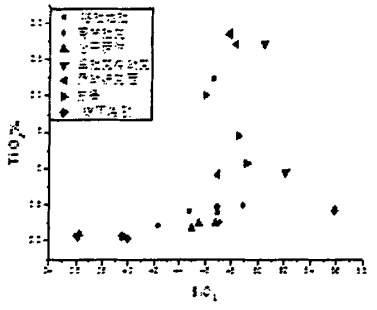


图 2.3 TiO_2~SiO_2 图解

2) SiO_2—TiO_2 关系

对 SiO_2—TiO_2 作图（图 2.3），可以看出各岩体 TiO_2 含量具有一定的差异性。琼阿乌孜岩体的 TiO_2 含量一般低于 0.1%，恰干萨依的 TiO_2 在 0.25% 以下；菁布拉克的 TiO_2 在 0.50%以下。TiO_2 含量的变化显示出了一定的规律性，各岩体的 TiO_2 含量大体上随岩石基性度的降低而升高，但是乔勒铁克西岩体、丘拉克铁勒克岩体、苏鲁岩体和喀拉达拉岩体的某些岩石单元含 TiO_2 较高，在相应的岩石中出现了钛铁矿。

3)镁铁比值（Mg/Fe）和镁数（Mg#）

该岩带基性超基性岩体的 Mg/Fe 值变化范围，其最低值是 0.57，最高值是 9.37。Mg/Fe 值的变化与岩性、岩体的分异程度，以及不同元素的矿化类

型之间有明显的联系。喀拉达拉岩体 Mg/Fe=1.02~2.49；菁布拉克岩体 Mg/Fe=2.90~5.62；恰干萨依岩体 Mg/Fe=3.59~5.34；丘拉克特勒克岩体 0.89~1.29；乔勒铁克西岩体 0.56~1.88；苏鲁岩体 0.99~1.59；琼阿乌孜岩体 7.45~9.37。其中 Mg/Fe 值大于 6 的镁质超基性岩仅是琼阿乌孜岩体，其他 Mg/Fe 值均小于 6，属于铁质基性超基性岩。

该岩带样品镁数在 0.36~0.90 之间变化，范围也很宽。喀拉达拉岩体的 Mg#介于 0.51~0.72；菁布拉克岩体 Mg#=0.75~0.85；恰干萨依岩体的镁数为 0.79~0.81； 丘拉克铁勒克岩体的 Mg#为 0.48~0.57；乔勒铁克西岩体的 Mg#为 0.36~0.66；苏鲁岩体的 Mg#为 0.50~0.62；琼阿乌孜岩体的 Mg#为 0.74~0.90。由于地幔岩平衡的原始岩浆 Mg＃为 0.63～0.73(Green D.H. et al,1975) ，所以该区部分岩体分异较好，而乔勒铁克西、苏鲁等岩体分异较小。由以上数据发现，镁数与镁铁比值的变化基本一一对应，说明两者都是反映岩体分异程度的重要标志。随着基性程度的增加和 SiO_2 含量的降低，Mg/Fe 和 Mg#都不同程度的升高（图 2.4），不同岩体的升高程度不同，反映岩浆演化和结晶历史。

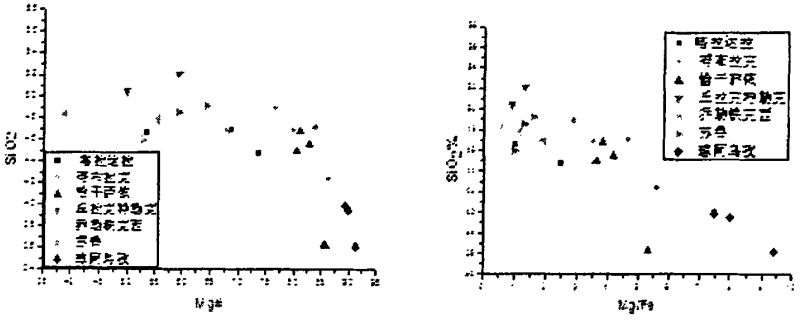


图 2.4 SiO_2~Mg#和 SiO_2~Mg/Fe 图解

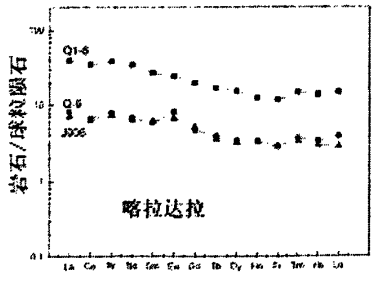
2.1.2 稀土元素地球化学特征

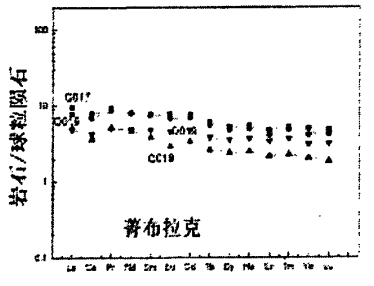
样品稀土元素在北京大学地质中心测定，其中喀拉达拉岩体样品 3 个，菁布拉克岩体 4 个，恰干萨依岩体 4 个，丘拉克特勒克岩体 2 个，乔勒铁克西岩体 3 个，苏鲁岩体 3 个，各样品稀土测定结果见表 2.2。

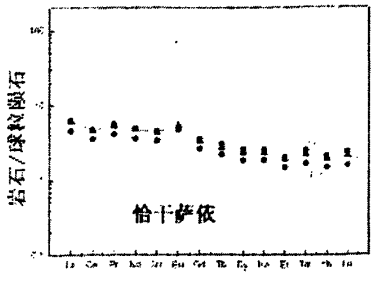
表 2.2 菁布拉克岩带岩体的稀土元素含量（$\times 10^{-6}$）

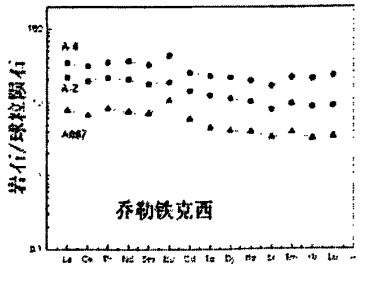
地点	样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	δEu	Ce/Ce*	$(La/Sm)_N$	$(La/Yb)_N$	$(Gd/Yb)_N$	ΣL/ΣH
喀拉达拉	G1-6	14.53	33.11	5.25	24.40	6.17	2.12	6.03	0.98	5 92	1.05	2.95	0.53	3.47	0.57	107.08	1.06	0.89	1.48	2.83	1 41	1 65
	G-6	3.01	6.41	1.08	4 84	1 38	0.72	1 42	0.23	1.32	0.29	0.72	0.13	0.85	0.15	22.55	1.57	0.83	1.37	2.39	1 35	1.49
	J006	2.61	5.99	1.02	4.56	1.44	0.58	1.58	0.21	1.22	0.28	0.71	0.12	0.74	0.11	21.17	1.18	0.86	1.14	2.38	1.73	1.47
菁布拉克	Q016	2.81	6.55	1.19	5.59	1.72	0.67	2.29	0.35	1.98	0.45	1.17	0.18	1.23	0.18	26.36	1.03	0.84	1.03	1.54	1.51	1.06
	Q017	3.5	7.57	1.26	5 7	1.78	0.59	2.11	0.32	1.8	0.41	1	0.17	1.01	0.16	27.38	0.93	0.84	1.24	2.34	1.69	1.27
	Q018	1.86	3.48	0.7	3 27	0.88	0.25	1.02	0.15	0.92	0.21	0.53	0.08	0.5	0.07	14.55	0.81	0.72	1.33	2.51	1.65	1.32
	Q019	1.76	4 03	0.69	3.41	1.1	0.39	1.43	0.22	1.35	0.31	0 84	0.13	0 76	0.12	16.54	0.95	0.86	1.01	1.57	1.52	0.97
恰干萨依	B-84	2.26	4.42	0.77	3 54	1 05	0.42	1 10	0.18	1.01	0.22	0 50	0.09	0.52	0.09	16.17	1.19	0.78	1.36	2.94	1.71	1.47
	B-86	1.68	3 44	0.57	2 60	0.80	0.42	0 82	0.13	0 71	0.16	0.37	0.06	0.37	0.06	12.19	1.58	0.82	1.32	3.07	1.80	1.63
	B-87	2.25	4.51	0.72	3.43	1 03	0.47	1.02	0.16	0.89	0.20	0 47	0.08	0.48	0.08	15.79	1.40	0.83	1.38	3.17	1.72	1.62
丘拉克特	Q010	10.62	21.94	3.18	14.17	3.89	1.21	3.97	0.59	3.6	0.82	2.2	0.34	2.33	0.39	69.25	0.94	0.88	1.72	3.08	1.38	1.57
	Q014	28.32	59.52	8.4	36.09	9.13	2.74	9.6	1.26	7.36	1.75	4.83	0.73	4.54	0.75	175.02	0.89	0 90	1.95	4.22	1.71	1.89
乔勒铁克西	A-2	8.05	18.35	2.96	14.53	4.08	1.62	4.38	0.71	4.23	0.86	1.98	0.34	2.12	0.34	64 55	1.17	0 88	1.24	2.57	1.67	1.44
	A-4	12.62	29 63	4.80	25.77	7.42	3.74	7.67	1.30	8 17	1.67	4.18	0.78	5.17	0.88	113.8	1.52	0.89	1.07	1.65	1.20	1.24
	A067	2.86	6.36	1.14	5.28	1.63	0.92	1.81	0.26	1.55	0.34	0.82	0.14	0 79	0.13	24.03	1.64	0.83	1 10	2.45	1.86	1.48
苏鲁	S092	4.11	8.34	1.44	6 99	2.27	0.89	2.79	0.43	2 52	0.6	1 66	0.28	1 62	0.25	34.19	1.08	0 80	1 14	1.71	1.40	1.04
	S094	9 88	23 17	3.72	15.8	5 14	1.74	6.06	0.95	5.39	1.28	3 27	0.53	3.3	0.49	80.72	0.95	0.90	1 21	2.02	1 49	1.19
	S099	3.37	8.06	1.44	7.5	2 71	0.99	4 06	0.63	3.75	0.82	2.27	0.36	2.24	0.33	38.53	0.91	0 86	0.78	1.02	1 47	0 77

由于琼阿乌孜岩体样品蚀变较为严重，本文引用其数据(倪守斌,1995)作图仅作为参照。对岩带岩体样品的稀土元素数据进行分析得到：1) 所有样品的稀土元素丰度介于 12.19~175.02 $\times10^{-6}$，平均为 48.88 $\times10^{-6}$，是球粒陨石的 3～45 倍，为 REE 富集；2) 样品 LREE/HREE 的值在 0.77～1.89 之间，平均为 1.36（Q019 和 S099 样品的数据低于 1），表现为轻稀土元素略微富集；3) 菁布拉克岩带样品的$(La/Sm)_N$的值除 S099 样品小于 1，其余均大于 1(最大为 1.95)，平均为 1.27 ；$(Gd/Yb)_N$为 1.14~1.56，平均为 1.40，说明轻重稀土元素内部分馏都不明显,分馏程度较弱；4) 菁布拉克岩带各岩体的$(La/Yb)_N$均大于 1，为 1.02～4.22，属重稀土轻微亏损型；5) δEu 值最高的是样品 A067，为 1.64，表现为明显的正铕异常，说明存在斜长石堆晶作用；而样品 Q018、Q016、Q019、Q010、Q014、S094、S099 的 δEu、介于 0.81～0.95，呈弱的负铕异常。样品的 Ce/Ce*值的变化范围为 0.71~0.90，平均 0.84，为负异常，亏损 Ce，我们推测可能与后期的流体交代有较大的关系。在稀土元素的配分图解上(图 2.5)，该区稀土元素配分曲线都轻微向右倾斜，属轻稀土弱富集型。其中喀拉达拉、恰干萨依、和丘拉克特勒克岩体的样品轻重稀土较为分异，富集较多的轻稀土元素。对本区岩体分别进行分述：









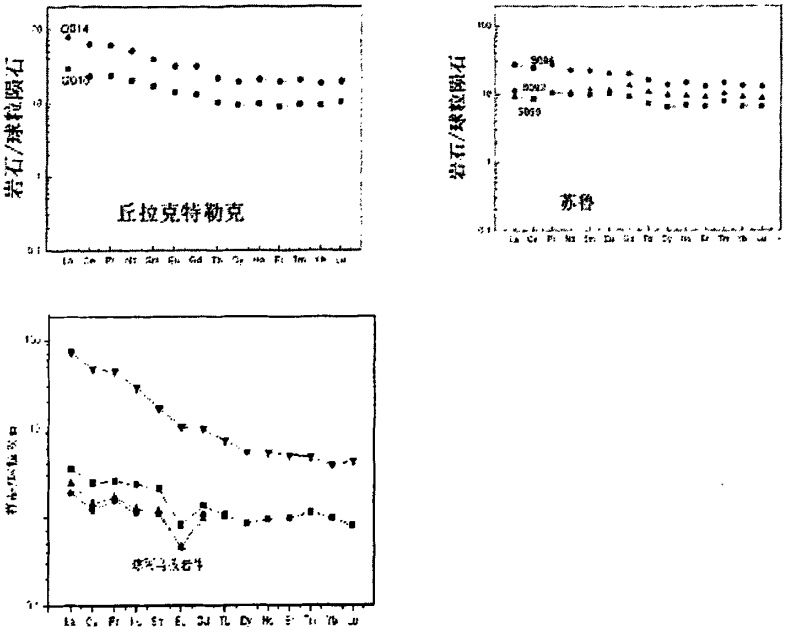


图 2.5 菁布拉克岩带各岩体稀土配分型式

喀拉达拉岩体的 REE 的丰度(21.17~107.08×10^{-6})，和 LREE/HREE 比值为 1.47~1.65 以及$(La/Yb)_N$=2.38~2.83。在球粒陨石准备化配分图上，REE 型式呈右倾趋势，且具有 Eu 的正异常(Eu/Eu*=1.06~1.57)和 Ce 的负异常（Ce/Ce*=0.83~0.89）.

菁布拉克岩体 REE 的绝对丰度(ΣREE=14.55~27.38×10^{-6})，LREE/HREE、$(La/Yb)_N$ 比值分别为 0.97~1.31 和 1.54~2.51，稀土配分图解中呈线性右倾，具有 Eu 的轻微正负异常，Eu/Eu*分别为 1.03、0.93、0.81、0.95 以及 Ce 的负异常(Ce/Ce*在 0.71~0.86)。

恰干萨依岩体的 REE 丰度为 12.19~16.17×10^{-6}，LREE/HREE 比值 1.47~1.69; $(La/Yb)_N$ 为 2.94~3.66；在球粒陨石标准化图解中，REE 配分型式呈线性，具有 Eu 的正异常（1.03~1.58）和 Ce 的负异常（0.78~0.83）。丘拉克特勒克岩体的 REE 丰度为 69.25~175.02×10^{-6}，LREE/HREE 和$(La/Yb)_N$分别为 1.57、1.89 和 3.08、4.21；在球粒陨石标准化图解中，呈线性右倾；Eu 和 Ce 都表现出了负异常（0.94、0.89 和 0.88、0.90）。

乔勒铁克西岩体REE绝对丰度(64.55~113.8×10^{-6})，LREE/HREE和La/Yb

比值分别为 1.24~1.48、1.65~2.56；在稀土配分图解中，REE 呈线性右倾，各样品配分曲线之间基本平行；具有 Eu 的正异常(1.17~1.64)和 Ce 的负异常(0.82~0.89)。

苏鲁岩体 REE 丰度介于 34.19~80.27×10^{-6}，LREE/HREE 比值和 La/Yb 比值分别为 0.77~1.19 和 1.01~2.03；REE 型式呈平缓的线性，具有轻微的 Eu 正负异常(0.91~1.08)和 Ce 的负异常(0.80~0.89)。

由于琼阿乌孜岩体的样品普遍经历了强烈的蚀变，其稀土含量超出仪器检出限，所以其稀土含量相当的低，在这里不做赘述。

2.1.3 微量元素地球化学特征

表 2.3 列出了喀拉达拉、菁布拉克、丘拉克特勒克、恰干萨依、乔勒铁克西、苏鲁、琼阿乌孜其各岩体的岩石样品微量元素的分析数据。以各岩体平均微量元素的丰度与维诺拉多夫（1962）的基性岩元素丰度相比，发现：喀拉达拉杂岩体富 Cu、Pb、Co、V，贫 Zn、Ni、Cr、Ag、Ti、Ba、Pt、Pd；菁布拉克杂岩体富 Cu、Pb、Ni、Co、Cr，贫 Zn、Ag、Ba、Pt、Pb；丘拉克特勒克岩体富 Pb，贫 Cu、Zr、Ni、Co、Cr、Ag、Ba、Pt、Pd；恰干萨依岩体富 Pb、Ni、Co、Cr，贫 Cu、Zn、Ag、V、Ti、Ba、Pt、Pd；乔勒铁克西岩体富 Cu、Pb、Co、V、Ti、Pt、Pd，贫 Zn、Ni、Cr、Ag、Ba；苏鲁岩体富 Cu、Pb、Zn、Ni、Co、Cr、Pd，贫 Ag、Ba、Pt；琼阿乌孜岩体富 Cu、Pb、Zn、Cr、Ba，贫 Ni、Co、Ag、Pt、Pd。总体上来看，本岩带岩体富 Pb，同时 Cu、Ni、Co、Cr 等元素在本岩带大部分岩体也为富集型元素。

2.1.4 同位素地球化学特征

1) Sr 和 Nd 同位素地球化学特征(倪守斌,1995)

乔勒铁克西岩体的全岩，斜长石和辉石构成良好的内部等时线，由通用的约克方程计算得到年龄为 324±9Ma，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 初始比值为 0.512412±0.000011。但是该岩体全岩样品的 Sm、Nd 含量比斜长石和辉石两个单矿物中的 Sm、Nd 含量都低，不符合质量守恒关系，表明分析中必定漏掉了某种含 Sm、Nd 较高的相。但是全岩和两种单矿物构成的等时线线性关系极好，表明三者之间达到了同位素平衡，且未受到后期扰动影响，因为此年龄具有

表 2.3 菁布拉克岩带各岩体的部分微量元素分析

	地点	岩性	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Ag	V	Ti	Ba	Pt	Pd
G1-6	喀拉达拉	橄榄辉长岩	93	74	161	99	62	73	0.035	294	12380	105		
G-6		橄榄辉长岩	46	67	104	161	48	107	<0.1	82	2338	116		
J006		钛铁矿橄榄辉长岩	24	20	62	266	53.7	111	0.05			39.7	0.072	0.002
Q016	菁布拉克	斜长角闪岩	74.2	12.6	63.5	143	54.6	238	0.09			62.4	0.071	0.001
Q017		辉橄岩												
Q018		辉橄岩	135.3	8.5	83	635	98.1	2807	0.03			17.6	0.078	0.004
Q019		橄榄辉长岩												
B-84	恰干萨依	橄榄辉长岩	58	95	70	201	46	551	<0.1	100	1477	70		
B-86		橄榄辉长岩	36	58	76	160	28	544	<0.1	75	1132	66	0.02	<0.00
B-87		蛇纹石化辉橄岩	54	71	54	108	43	339	<0.1	88	1412	193		
B-88		橄榄辉长岩	114	111	123	1019	138	1600	<0.1	59	669	14	0.02	0.003
Q014	丘拉克特勒克	辉绿岩	26.8	13.8	26.9	15	29.6	126	0.03			49.5		
A-2	乔勒铁克西	辉长岩	98	76	98	35	61	111	0.042	344	16910	126		
A-4		辉长岩	410	83	133	90	85	54	0.045	279	15390	167		
A067			199.6	10.8	71.1	244	46.3	170	0.07	117		52.3	0.106	0.022
S092	苏鲁	辉长岩	131.8	27.3	138.8	153	45	80	0.08			212.7	0.062	0.042
S094		斜长角闪岩	754.2	47.1	244.5	960	69.3	221	0.23			221.5		
S099		斜长角闪岩	60.7	17.6	110.6	145	46.1	332	0.09			42.6		
S115	琼阿乌孜	磁铁矿蛇纹岩	10.1	3.7	44	1749	86.2	2834	0.04			18.3	0.093	0.009
S117		磁铁矿蛇纹岩	125.7	4.6	48.2	2056	938	5819	0.05			65.7	0.093	0.01
S127		蛇纹岩	17.8	3.3	36.4	1986	98.3	3358	0.02			13.5	0.093	0.013

地质意义。

苏鲁岩体全岩和辉石的两点等时线给出年龄为 322Ma，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 初始比值为 0.512551。琼阿乌孜岩体的全岩、斜长石、辉石样品的 Sm、Nd 分析结果也构成理想的等时线。等时线的年龄为 314±19Ma，初始比值为 0.511978±14，MSWD 值为 0.25，表明等时线的条件完全符合。综上分析，三个岩体的年龄在误差范围内一致，因为可以认为整个岩带的各岩体的年龄相当，于 320Ma 左右侵位。

2)铅同位素地质

我们分析了菁布拉克岩带五个岩体中长石单矿物样品的铅同位素组成，数据见表 2.4。在 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 关系图（图 2.6）上，菁布拉克、丘拉克特勒克、乔勒铁克西和苏鲁岩体的样品基本落在造山带 Pb 演化线上，而琼阿乌孜样品点则明显落在地壳 Pb 演化线上。

表 2.4 菁布拉克基性超基性岩铅同位素组成

样品号	岩体名称	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
A-2	乔勒铁克西	18.35	15.58	38.21
S-92	苏鲁	18.34	15.56	38.28
Q-19	菁布拉克	18.23	15.60	38.27
Q-14	丘拉克特勒克	18.38	15.62	38.39
S126	琼阿乌孜	18.48	15.70	38.77

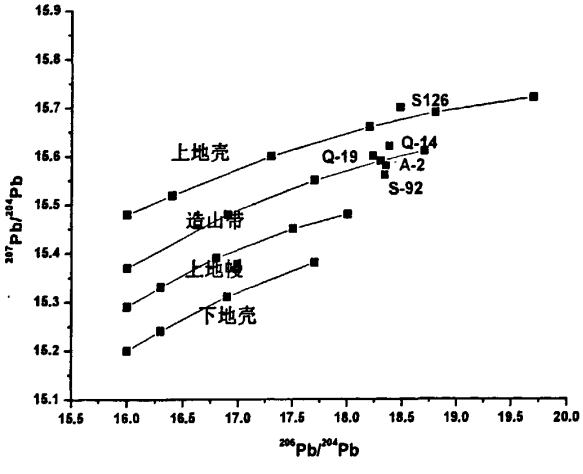


图 2.6 菁布拉克基性超基性岩带 Pb 同位素演化

2.2 讨论

2.2.1 物质来源探讨

前人曾对菁布拉克基性超基性岩带岩体矿物的 Sm-Nd 进行了研究(倪守斌,1995)，根据 Sm-Nd 矿物等时线定年结果得：菁布拉克岩带各岩体形成于 314~324Ma，属于石炭世早期的火山活动的结果。喀拉通克成岩时间在 280~320Ma(王润民等,1991)，黄山一带在 313~320Ma，这些资料显示天山大部分基性超基性岩体的形成时代基本一致，表明天山地区在 280~320Ma 出现了火山活动集中期。

文中对菁布拉克岩带 6 个岩体全岩进行了主量和部分微量元素的分析，结果见表 2.1、2.2、2.3。根据主量元素分析，除琼阿乌孜样品外，SiO_2 含量在 42.35~52.12%，表明该岩带都是基性超基性岩；而经蛇纹蚀变的琼阿乌孜样品的 SiO_2 含量在 36.12~39.93%，属超基性岩系列。在 Na_2O+K_2O~SiO_2 图解中，大多数样品都在亚碱性系列内，只有个别样品落在碱性系列范围内，说明岩体来源于深部地幔岩的部分熔融。文中所测的菁布拉克各岩体稀土总量介于 12.19～175.02×10^{-6}，大部分都在 100×10^{-6} 以下，为球粒陨石的 3~45 倍，$(La/Yb)_N$ 大致在 1.02～4.22，显示稀土元素富集特点。前人对该区岩体的 Sr-Nd 同位素进行分析(陈江峰,1995)：εNd(t)值介于+3.68～+6.4，($^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 介于 0.7037～0.7094，在 εNd(t) 和($^{87}Sr/^{86}Sr$)t 相关图解中样品点都位于第一和第二象限，反映该岩带岩体来源亏损地幔。而对于亏损地幔，只有在熔融比例小于 1%时才能产生富集型的稀土配分模式，根据地幔动力学熔融模式，在熔融比例小于 1%的熔体是不可能从地幔中分离出来(Mckenzie D.,1988)。稀土元素与同位素数据特征的这种不一致性，说明菁布拉克基性超基性杂岩带各岩体经历了亏损地幔部分熔融后，受到流体交代作用和/或地壳混染(Wooden J L, 1993)作用。

菁布拉克岩带岩体的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.7037～0.7094，与上地幔现代玄武岩浆的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.704 ±0.002)相比，Sr 同位素比值较高，而与其围岩－黑云母片麻岩的 Sr 同位素比值(0.8049)(陈江峰等,1995)相比，却很低；该区岩体稀土总量介于 12.19～175.02×10^{-6}，平均为 48.88×10^{-6}，几乎都大于上地幔的 REE 丰度(17.7×10^{-6})(黎彤,1976)，但与围岩的 ΣREE 196.17×10^{-6}(陈江峰等,1995)相差很大。围岩少量的混入即可改变稀土丰度和 Sr 同位素比值，所以该区岩浆

上侵过程中可能经历了不同程度的围岩混染。

对样品岩石化学成分分析，发现所有样品都不同程度的含结构水，最高可达 5.21%。经镜下鉴定发现一些岩体样品里含角闪石，如菁布拉克(Q016)、丘拉克特勒克(Q010)和苏鲁岩体(S094)。Q016、Q010 和 S094 的 ΣREE 分别为 26.36、175.02、111.56×10^{-6}，相应岩体的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$(陈江峰等，1995)为 0.7056、0.7065、0.7094，ΣREE 与$(^{87}Sr/^{86}Sr)t$ 基本成正比例对应（如图所示 3.7），推测岩体岩浆可能经历了富水环境。南天山大洋向伊犁微地块下俯冲时，俯冲洋壳物质在压力和温度不断改变的情况下发生脱水作用。由于在脱水过程中 LREE 的活动性比 HREE 要强，而且洋壳俯冲过程中所产生的流体其 Sr 同位素比值会比俯冲洋壳大(Tetsu Kogiso,1997)，所以文中认为俯冲所产生的流体交代作用导致菁布拉克岩带岩体样品含富水矿物，ΣREE 和$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 成正比例变化。从图 2.7 还可以发现苏鲁岩体样品具有较高的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$和较低的 ΣREE，明显不同于其它岩体的样品，可能是由于实验过程中的一些误差所引起。同处于新疆北部的喀拉通克杂岩体(张招崇，2003)、香山岩体(潘小菲，2005)、哈密黄山地区(王玉往，2004)均含有富水矿物，喀拉通克被认为与俯冲洋壳在热的作用下释放出的流体有关；哈密黄山则被认为可能与碰撞后富水洋壳的拆沉熔融有关，而在该过程中也会有大量流体的析出。因该区岩体的岩浆经历了来自洋壳俯冲产生的流体交代，流体的参与可以解释 LREE 富集、与 ΣREE 和 Sr 同位素同步偏高的特征，但是地壳混染作用不容忽视，究竟何种因素占主导地位，仍需要其它微量和同位素地球化学证据，进一步的研究有待于继续。

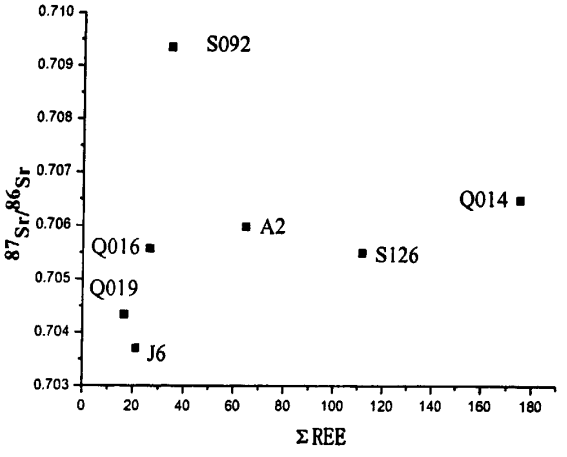
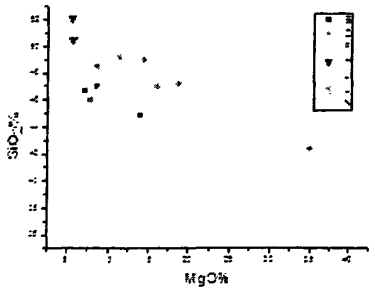


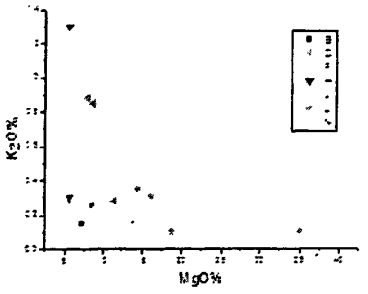
图 2.7 ΣREE～($^{87}Sr/^{86}Sr$)t 图解

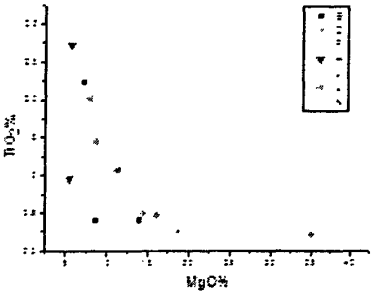
我们分析了菁布拉克岩带 5 个岩体中长石单矿物样品中的铅同位素组成。在 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 关系图上，菁布拉克、丘拉克特勒克、乔勒铁克西和苏鲁岩体的样品基本落在造山带演化线上，而琼阿乌孜样品确实是混染壳源组分最高的样品。由铅的演化图也可推测该区除琼阿乌孜岩体外，地壳年混染作用都比较弱。而根据 La/Sm<4.5（该区 La/Sm 普遍低于 2）也指示并未有地壳物质的混染或者很弱(Lassiter &Depaolo，1997)，所以文中笔者认为岩浆演化过程中岩体地球化学特征的改变主要是后期流体的改造作用，地壳混染作用很弱。

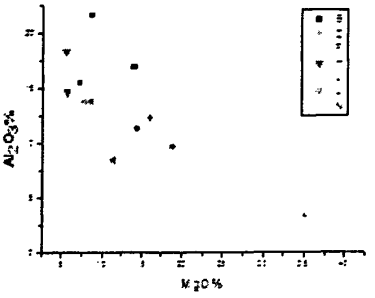
倪守斌、陈江峰(1995)等曾对琼阿乌孜岩体的稀土元素和 Sr、Nd 同位素做了分析，得到其形成时代（314Ma）与菁布拉克岩带各岩体的形成时代（320~324Ma）基本一致以及较高的稀土总量和右倾的稀土配分曲线，推测琼阿乌孜与菁布拉克岩带的其它岩体一样形成于晚古生代的后碰撞拉张环境，是较少亏损的上地幔经历了较大比例的部分熔融形成拉斑玄武岩浆侵入上地壳的结果，并且在上侵过程中经历了地壳的混染和结晶分异。鉴于其与其它岩体的区别可能认为：每个岩体的侵位深度不同，混染和分异程度不同，才形成岩石组成和同位素成分各异的侵入体。

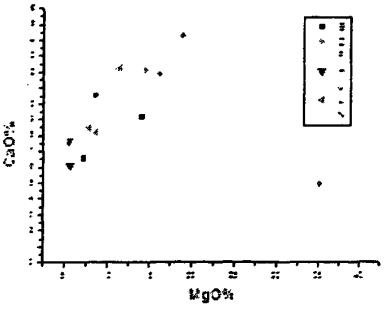
2.2.2 演化机制

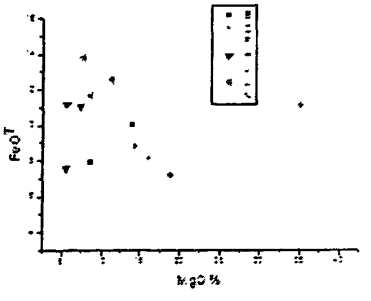












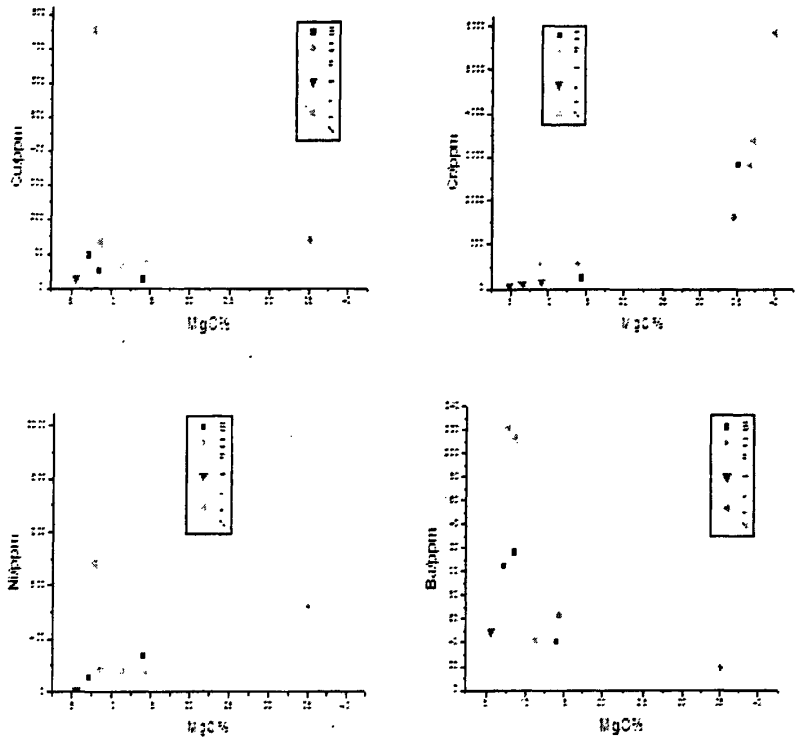


图 2.8 主、微量元素与 MgO 的相关图解

注：(B-喀拉达拉; D-菁布拉克; F-恰干萨依; H-丘拉克特勒克; J-乔勒铁克西; L-苏鲁; N-琼阿乌孜)

对岩石化学分析发现，除个别样品点外，该区基性超基性岩主量成分与 MgO 之间存在明显的相关性（如图 2.8），特别是菁布拉克岩体和恰干萨依岩体，指示了岩浆在岩浆房和或侵位过程中存在分离结晶作用，这点也可由 SiO_2~Mg#和 SiO_2~Mg/Fe 图解（如图 2.4）表征。像所有的基性超基性岩一样，该岩带岩体 Mg# 和 Mg/Fe 值都随 SiO_2 含量的降低而升高，在不同类型的岩体中随 SiO_2 降低，Mg#和 Mg/Fe 值增高的比率不相同，表明不同岩体的分异结晶程度不同。图中琼阿乌孜岩体的 Mg#和 Mg/Fe 的值最高，SiO_2 最低；菁布拉克和恰干萨依岩体的样品点的线性关系很好，表明这两个岩体的分异作用较其它岩体强。但 Mg/Fe 值随 SiO_2 变化缓慢，表明岩浆演化、结晶过程中可能有 Fe、S 组分的集聚和外界补充，但并不排除岩浆早期大量 Mg 质矿

物的结晶消耗了岩浆中的 Mg 质成分，以及岩浆演化过程中物化条件的制约；喀拉达拉、丘拉克特勒克、乔勒铁克西、苏鲁岩体的 SiO_2 和 Mg#、Mg/Fe 集中在一个小范围区间内，反映其岩浆结晶分异作用较弱。分异较好的菁布拉克和恰干萨依岩体，也可直接从野外观察的其为层状岩体来证实。

以上分析发现菁布拉克和恰干萨依岩体分异较为典型，表明岩体经历较强的结晶分异作用，且其外部表现为层状岩体，说明其经历了就地分离结晶作用；其它岩体岩相较为单一，可能与其岩浆迅速到达上地壳后的冷却速度有关。对 ΣREE 与 SiO_2 和 ΣLREE/ΣHREE 与 SiO_2 作图(图 2.9(a, b))，分别呈正、负相关性，但是变化区间普遍较小。如图 2.9 (a,b)中，随 SiO_2 含量的增大，菁布拉克岩体 ΣREE 和 ΣLREE/ΣHREE 的变化范围都很小(分别为 14.55～27.38×10^{-6} 和 0.97～1.32)，显示该岩体的结晶分异作用并不足以使稀土元素丰度和轻重稀土比随分异程度发生大幅度的变化。本区的 Mg#较喀拉通克(0.62)(王润民,1991)普遍偏高，其中菁布拉克和恰干萨依两岩体 Mg＃平均达 0.80，而地幔岩平衡的原始岩浆 Mg＃为 0.63～0.73 (Green,1975)，表明这两个岩体的岩浆演化程度较低；而其它岩体的 Mg#一般都在 0.60 左右(0.36~0.72)，表示个别岩体可能是岩浆分异后侵位的产物。

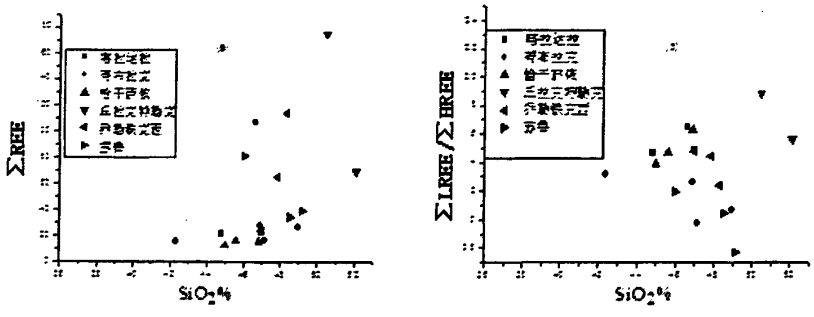


图 2.9 ΣREE～SiO_2 和 ΣHREE/ΣLREE～SiO_2 相关图解

菁布拉克岩带岩体的稀土配分型式(如图 2.5)，显示该区稀土配分曲线较平缓，轻重稀土分馏不显著，轻稀土弱富集。各个岩体稀土配分曲线接近于平行，表明岩体内部岩浆演化过程所经历的演化作用基本一致。相比较而言，丘拉克特勒克和乔勒铁克西的样品轻重稀土分异显著，$(La/Yb)_N$ 分别为 4.22, 3.08 和 2.57, 1.71, 2.02。由于它们 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 分别为 0.7074 和 0.7060(陈江峰,1995)，所以其 $(La/Yb)_N$ 偏高不仅与岩浆的结晶分异有关，还应与其它作用

如：地壳混染，流体交代等有关。岩带内岩体的 δEu 在 0.81～1.64 之间，大部分都存在 Eu 的正异常或负异常。Eu 的异常一方面是源区物质性质决定的；另一方面是由岩浆演化过程中的结晶分异、围岩混染及流体交代等作用造成的。虽然所研究岩体来源于同一亏损地幔源，但是岩浆演化过程比较复杂，Eu 的异常还应考虑地壳混染和流体交代作用。根据 δEu 值把这六个岩体分为两类，一类是 δEu 小于 1 的岩体，有菁布拉克、丘拉克特勒克、苏鲁岩体，表明这些岩体在演化过程中出现了斜长石的分离结晶。由于该区岩体经历了富水环境，所以流体的参与也是 Eu 迁移的一个重要因素。另一类是 Eu 大于 1 的岩体，包括喀拉达拉、恰干萨依和乔勒铁克西岩体，δEu 分别为 1.06、1.57、1.18，1.19、1.40、1.58 和 1.17、1.52、1.64，其中 δEu 最高可达 1.64，说明在这些岩体中出现了明显的斜长石堆晶。样品中 Ce/Ce*<0.95，Ce 都表现为负异常，可能是源区亏损 Ce，但是比较喀拉通克(张招崇,2003)、黄山(慕纪录,1996)，香山(王玉往等,2004)等岩体中的 Ce 均大于 0.95，并没有发现 Ce 的负异常，所以岩体的 Ce 异常一方面可能是岩体就位于地壳浅部，使得岩浆演化处于一个氧化环境中，另一方面很可能受到后期流体比较强烈的改造作用(唐月松等,1998)。对于琼阿乌孜岩体，样品蚀变严重，且地壳混染强烈，其稀土特征并不足以代表源区，所以其稀土元素的特征要综合考虑岩浆演化过程的各种地质作用。

喀拉通克岩体的 ΣREE 为 54.45～124.49×10^{-6}，平均为 86.53×10^{-6}(张招崇,2003)，与之相比，菁布拉克岩带岩体稀土含量变化范围大，平均含量低。喀拉通克岩带 La/Sm 比值大都大于 4.5(Lassiter J C.,1997)，其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为 0.7033～0.7084 ，推测喀拉通克岩体经历了地壳的混染(张招崇,2003)；而菁布拉克岩带样品的 La/Sm 比值大都在 1~2 之间，其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.7037～0.7094，认为其地壳混染作用比较弱，这点与张作衡等(2003)的观点以及前述观点甚为一致。

2.2.3 总结

1 菁布拉克基性超基性岩带岩体产生于造山活动期，来源于地幔，是亏损地幔部分熔融产生的岩浆上侵形成的，在上侵过程中经历了富集型的流体交代作用和少量的地壳混染作用。

2 菁布拉克基性超基性岩体的岩石样品大都属于钙碱性系列，又普遍富

镁，且 Mg#变化范围广泛，表明该区岩浆演化较为复杂，部分分异较好的岩体岩浆演化程度较低。

3 进一步验证了该区岩体与喀拉通克以及香山等地区的基性超基性岩体一样，形成于天山造山带的后碰撞拉张环境。

第 3 章 菁布拉克岩带基性超基性岩的成矿探讨

新疆北部的天山地区发育有大量深大断裂及其次一级的断裂构造，这些深大断裂深切地幔，导致大量幔源物质部分熔融沿断裂上涌，而后侵位于上地壳形成基性超基性岩。因这些地幔来源的基性一超基性岩是铜镍硫化物矿床的重要含矿母岩，所以该区岩体具有良好的铜镍硫化物成矿潜力。近年来在新疆北部也陆续发现了喀拉通克、黄山、香山、菁布拉克等含铜镍硫化物基性超基性岩带。王登红等(2000)对新疆北部天山地区的各铜镍硫化物矿床的成岩成矿时代研究发现，成岩成矿作用时间在 280-300Ma 之间，属海西中晚期构造岩浆活动的产物，结合倪守斌等人关于菁布拉克岩带基性超基性岩体的成岩数据指出，其应于喀拉通克、黄山等铜镍硫化物矿床属于同一个成矿系列。因此通过对该区基性超基性岩的研究将对该区成矿潜力作出全面的认识。

天山地区的铜镍硫化物矿床有别于金川铜镍矿床，前者产出于造山带中而远离克拉通的岩浆熔离型矿床，后者产出于克拉通。近几十年来，有关产出于造山带的含矿基性超基性岩的岩体特征、矿床的成矿方式、成矿过程以及控矿构造因素都进行了深入的研究，以对铜镍硫化物矿床的成矿作用过程有更深入的认识，从而指导找矿。目前在天山地区已经发现多处基性超基性岩里的铜镍硫化物矿床，较有名的铜镍矿有喀拉通克、黄山、香山、菁布拉克等，都表现为很好的铜镍矿床资源潜力和找矿潜力。

3.1 铜镍矿床的影响因素

关于岩浆 Cu-Ni 硫化物矿床的成因先后有学者提出，岩浆熔离说、热液交代说、变质成矿说，但自从 Vogt(1894)提出硫化物不混熔机制(岩浆熔离说)以来一直被广为接受，柴凤梅等 2005、张招崇等 2003 探讨了 Cu-Ni 硫化物矿床的成矿机制，也认为基性-超基性岩浆中的硫化物达到饱和而与硅酸盐岩浆发生熔离，在此过程中亲铜元素进入分离出的硫化物矿浆，从而形成成矿岩体。经前人的研究，关于引起液态不混熔作用的原因，地质工作者已经取得一致的结论：硫在岩浆中的溶解度,如果处于过饱和状态,则硫化物就会下沉而富集成矿。那么引起硫饱和的机制有哪些呢？柴凤梅等(2005)对从岩浆的

结晶分异作用、围岩混染作用、岩浆混合以及岩浆的分异速度进行了探讨。对于喀拉通克岩体(张招崇,2003)来说，岩体分异良好，并出现岩相分带；根据对其同位素的分析发现经历了 AFC 过程，有大量的地壳混染作用；岩浆在演化过程中经历了至少两次岩浆房的分离结晶作用，因此其具有良好的成矿潜力，该点也得到证实。刘月星等(刘月星等, 1998)对铜镍硫化物矿床的控制因素进行了研究发现构造环境、岩石组合、岩石化学、稀土元素、岩体分异程度、岩石蚀变等都能对成矿产生影响，因此下文将根据这些控矿因素以及矿浆的引发机制去研究该区的成矿潜力。

3.1.1 控矿因素探讨

3.1.1.1 构造特征

超大型铜镍硫化物矿床大都形成于裂谷等张性环境中，因为巨大的张裂构造带为岩浆的运移、侵位及期后成分的调整等提供了良好的通道和场所。就世界范围内的超大型铜镍硫化物矿床而言，深大断裂及其诱发的次级断裂控制着含矿岩体的形态和产状，并在一定程度上制约着矿床的热液叠加、后期改造及再富集作用。研究区区域断裂发育，岩体严格受区域深大断裂控制。基性超基性岩体出露在逆冲断层的下盘，尤其在与深大断裂平行，垂直或斜交的次级断裂构造中。全部的基性超基性岩体的长轴方向全部是北东向或近东西向的，这也表明区域性断裂对岩体形成的控制作用。前人对喀拉通克岩体以及黄山岩体的研究发现它们也都位于深大断裂及其附近，其中喀拉通克断裂位于额尔齐斯深大断裂和乌伦古河深大断裂之间；黄山岩体位于向康古尔塔格深大断裂及其次级断裂。这些深大断裂为岩浆的上侵提供通道，并控制着矿体的分布。本文中的基性超基性岩体均分布在那拉提深大断裂及其次一级的断裂附近，因此该区具有成岩、成矿的良好构造背景。

3.1.1.2 岩浆系列

根据岩石学、岩石化学，特别是同位素特征，可以将本区基性超基性岩划分为两大岩浆系列，即碱性系列和拉斑系列，两者在物质组成上不同，而且产出构造环境也有一定区别，且各有不同矿化特点。

A－碱性系列：以琼阿乌孜岩体为典型代表，是上地幔深部小比例部分熔融产生的碱性玄武岩浆，在地壳深部同化了大量的硅铝质围岩，然后经历结晶分异而形成的。它们沿着区域性大断裂、深断裂分布，或为这些断裂的分支所限，单个岩体出露面积小，岩石破碎，沿裂隙蛇纹石化发育； 丘拉克特勒克的岩石化学特征也与碱性系列有明显的联系，它出露在那拉提山北麓的大断裂上，岩石也十分破碎，这些岩石主要与非金属矿产共生。

B－拉斑系列：以菁布拉克、恰干萨依、乔勒铁克西等岩体为代表，为亏损的上地幔大部分熔融形成的拉斑玄武岩，直接侵位到地壳浅部，甚至近地表部位。在这些岩体中侵位较深的菁布拉克、恰干萨依等岩体的分异较充分；而喀拉达拉、苏鲁岩体则分异欠充分。这个系列的岩体有沿断裂分布，也有不直接产出于断裂带上，某些岩体伴随着 Cu、Ni、Ti 等金属矿化，有的形成工业矿床。

3.1.1.3 岩石化学成分控制

岩石化学组分对矿化的控制作用也是很明显的，尤其是 Mg/Fe 直接与相伴矿化类型有关，镁质超基性岩与 Cr 成矿有关，铁质基性岩对 Cu、Ni 成矿有利。 本研究区内，琼阿乌孜镁质超基性岩的 Mg/Fe 最高，属 Cr 矿化系列；菁布拉克岩体的 Mg/Fe 的值为 2.92-5.63，构成 Cu、Ni 硫化物矿床；恰干萨依的 Mg/Fe 值为 3.72-5.42，与菁布拉克相近。乔勒铁克西的辉长岩 Mg/Fe=0.33-1.91，苏鲁岩体的 Mg/Fe=1.01-1.61，与钛铁矿矿化有关；喀拉达拉岩体的 Mg/Fe 值为 1.03-2.53，大体上落在 Ti、Fe 矿化范围内，以磁铁矿矿化为主，含少量的黄铜矿、镍黄铁矿。对于稀土元素对成矿作用的影响，下文将专门探讨。

3.1.1.4 岩浆分异程度

岩体分异程度是衡量形成岩体的原始岩浆是否经历过较为完善的熔离作用的一个重要标志。而铜镍硫化物矿床的岩浆分异作用，贯穿于整个岩浆作用的全过程，包括岩浆就地分异作用和岩浆深部分异作用。在铜镍硫化物矿床的成矿过程中，岩浆深部熔离作用要比岩浆就地熔离作用更为重要。岩体的原始岩浆不但经历过完善的深部熔离作用，而且还经历过完善的岩浆就地熔离作用，则形成工业矿床的可能性就愈大。该岩带中菁布拉克和恰干萨依

岩体出现岩相分带，为分异较好的层状岩体，经历了就地分离结晶作用，但是根据其他岩石化学特征认为岩浆的深部分异作用比较弱(分析见第二章)。前文中对 Ni、Cr 与 MgO 作出相关图，发现其分异较好的菁布拉克和恰干萨依岩体的样品点呈正相关性，均表明母岩浆在岩浆房中或上升至地表的途中曾经受了一定程度的分离结晶影响。而其它岩体的无相关性，或 MgO 值的变化区间很小，说明其岩体分异不显著。

3.1.1.5 地壳混染

实验证明，富含 SiO_2 的物质可以降低岩浆中硫的溶解度，即地壳物质混染作用可以造成硫化物矿浆与熔浆发生分离。陈江峰等对该区岩体的 Rb-Sr、Sm-Nd 同位素进行分析，提出了 AFC 模式，该区岩体岩浆上侵过程中经历分离结晶与地壳的混染作用。但是结合岩石地球化学特征，我们发现该区岩体主要是经历富水流体的交代而地壳混染作用很弱。因为地壳中的 SiO_2 的加入，易引起矿浆与熔浆的分离成矿，根据前文的讨论发现其相比较经历了同化混染作用的喀拉通克岩体的成矿潜力相对来说要弱一点。

3.2 比较新疆北部天山地区含矿岩体的稀土特征

稀土元素作为典型的不相容元素，在地幔部分熔融与岩浆的分离结晶以及铜镍硫化物的熔离过程中，由于在不同性状中的两相的分配系数存在差异，会发生重新分配，从而导致稀土元素含量及相互间的比值发生变化。因此对该区基性超基性岩体的稀土元素特征的研究将对铜镍成矿理论的深化和铜镍找矿的指导具有重要意义。一般认为基性超基性岩的含矿性与部分熔融和岩浆分异有关，而有资料表明部分熔融程度与岩体含矿性无明显关系，所以这些基性超基性岩含矿性主要由岩浆分异决定。而稀土参数作为岩浆分异的一个特征，可以为基性超基性岩的含矿性提供有价值的信息。因此本文通过对新疆北部含铜镍硫化物基性超基性岩体含矿岩石稀土元素进行分析、比较，为该区特殊背景下的成矿作用提供更多有用信息。

由表 3.1 可以看出相同构造背景下不同含矿性岩体稀土元素地球化学特征存在着差异：菁布拉克岩带中分异较好的菁布拉克岩体的 $\Sigma REE(14.55\sim27.38\times10^{-6})$与富矿岩体—喀拉通克$(95.31$ 和 $94.75\times10^{-6})$相比较低，与香山的 $\Sigma REE(10.55\sim33.89\times10^{-6})$相当，而稍高于黄山$(7.86\sim16.15\times10^{-6})$；

表 3.1 天山地区含 Cu、Ni 矿岩体的稀土元素参数

喀拉通克、黄山、香山等数据来源(王润民等,1991;倪守斌,1995;张招崇,2003;慕纪录,1996;王润民等,1987;毛景文,2006;王登红,2000)

地点	岩性	Σ REE ×10-6	ΣLREE/ ΣHREE	δEu	(La/Yb)n	(La/Sm)n	Cu 品位	Ni 品位
喀拉通克	辉长闪长岩	95.31	3.22	0.96	9.38	3.12	1.4%【1 号矿床】	0.88%【1 号矿床】
	辉长岩	94.75	3.02	0.99	8.52	3.01	1.1%【2、3 号矿床】	0.6%【2、3 号矿床】
黄山矿带	斜长角闪二辉橄榄岩	9.22～16.15	3.13～3.63		2.54～3.82	1.66～2.42	0.31%	0.49%
	辉长苏长岩	7.86～12.46	3.32～3.58		3.13～3.22	1.72～2.08		
香山	辉长岩	33.89	1.17	1.15	1.87	1.25	0.30%	0.50%
	辉长苏长岩	23.84	1.2	1.52	1.91	1.03		
	辉长辉绿岩	10.55	1.79	1.6	2.58	1.64		
菁布拉克	基性超基性岩（平均）	21.2	1.15	0.93	1.99	1.55	0.22%	7.17%
喀拉达拉	基性超基性岩（平均）	50.27	1.54	1.27	2.54	1.33	0.10%	0.02%

而该岩体的 ΣLREE/ΣHREE (0.97~1.32)也与香山的(1.17~1.79)很接近，但却明显低于其它岩带岩体；$(La/Sm)_N$ (1.01～1.33)也普遍低于喀拉通克岩体(3.01~3.12)和黄山矿带岩体(1.66~2.42)，可以看出在同一构造环境，对基性程度大体相近的岩类，富矿岩体的的轻重稀土的分异程度相对贫矿较高(唐红松等,1998)。表中喀拉通克岩体的 δEu 为负异常，菁布拉克岩体的 δEu 与其相当，其它岩体的均为正异常。因为斜长石为镍的不相容矿物，它的晶出相应增加了熔浆中的矿质浓度，所以 δEu 在富矿岩体的值要比贫矿岩体小。另外菁布拉克岩带中丘拉克特勒克和苏鲁岩体虽然 $(La/Yb)_N$、$(La/Sm)_N$ 较高，δEu 也小于 1，但是岩相单一，未经过显著的岩浆分异作用。而琼阿乌孜岩体，虽然地壳混染比较强烈，岩体分异也较强烈，但就其物质来源问题还存在争议，本文对其成矿暂不予讨论。

文中我们还对部分岩体的样品进行了微量元素分析（见表 2.3），可以发现菁布拉克、恰干萨依和琼阿乌孜三个岩体的样品中的 Cu、Ni 含量异常高，最高含量分别可达 635、1019 和 2056ppm，所以该区还是存在很大的成矿潜力的。为验证对整个岩体含矿属性的预测，我们对菁布拉克岩带中矿化明显

的两个岩体进行分析。在菁布拉克岩体中，矿体产生在次闪石化辉石岩及橄榄辉长岩综合岩相带中，与围岩界线明显。矿体有块状矿石组成，矿石的矿物为磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿，矿石捡块分析结果为 Cu 0.224%，Ni 7.17%。另一个矿化明显的岩体是喀拉达拉。矿点位于喀拉达拉岩体南部边缘，矿化范围不大。矿石呈块状或条带状构造，有时有网状结构，主要矿石矿物为（镍）磁铁矿和（镍）黄铁矿，对其中一点矿点分析：Cu 0.103%，Ni 0.015%。

根据以上分析初步推测菁布拉克岩体的成矿前景较好，特别是 Ni 的成矿潜力。由于成矿潜力不仅由岩浆源区决定，还主要由岩浆过程和硫化物的熔离作用决定，所以依靠稀土元素来判断成矿潜力，不具有排他性，因此对该区稀土元素的分析仅作为对该区含矿性推测的一个依据，更有力证据如硫化物的熔离作用探讨及该区矿石的铜镍硫化物含量等有待于进一步研究。综合考虑以上因素，菁布拉克岩带中菁布拉克岩体成矿前景较其它岩体的成矿前景要好，至于其铜镍储量还将需要进一步的勘查。

3.3 成矿预测

1 根据本岩带岩石的地球化学特征，表明它们产出于拉张环境，与喀拉通克和黄山的构造环境类似，因此本岩带可能与其一样具有良好的成矿远景。

2 菁布拉克岩体是本岩带中成矿条件最为有利的岩体，根据文中对恰干萨依岩体的构造环境、岩石化学以及同位素组成和分异程度与菁布拉克相似，因此其也具有很好的 Cu、Ni 成矿远景。

3 喀拉达拉岩体，经镜下鉴定主要为磁黄铁矿、磁铁矿化，含少量黄铜矿、镍黄铁矿，但 Cu、Ni 含量极低。该岩体规模大，有一定的分异，但岩石化学特征与菁布拉克以及其它成矿岩体不同，特别是 Mg/Fe 低，不利于 Cu、Ni 成矿。

第 4 章 沉积岩岩石地球化学特征

4.1 沉积岩区域地质演化

西南天山前海西构造基底主要为中—晚元古宙陆缘沉积，阿克苏群蓝闪绿片岩相变质岩系为弧后盆地沉积，阿克苏群之上缺失蓟县系和青白口系沉积。震旦纪早期，柯坪和天山西部开始下沉接受沉积，震旦纪末出现沉积间断。柯坪地区接受早寒武世沉积，为一套碳酸盐岩和黑色硅质含磷建造，中寒武世沉积了浅海—滨海相碳酸盐建造，晚寒武世沉积了泻湖相杂色含石膏的碳酸盐岩。奥陶纪古塔里木板块和其北缘处于稳定的沉降状态，沉积了浅海—滨海相碳酸盐岩建造。在志留纪，柯坪地区由残余浅海盆地逐渐转为陆地，南天山裂陷迅速扩张。在哈尔克山地区，志留系与奥陶系为连续沉积，下、中志留统为一套巨厚的复理石和碳酸盐建造，晚志留—早泥盆世发育基性火山和放射虫硅质岩，广泛发育蛇绿岩套。在志留纪末或早泥盆世初，洋壳向伊犁板块下俯冲，在俯冲带上盘那拉提山一带产生高温变质带和加里东晚期、海西早期花岗岩带，在俯冲带下盘形成高压低温变质的蓝闪石片岩带。洋盆闭合和哈尔克地区褶皱隆起，形成了一条加里东期沟弧带。但是，塔里木板块与伊犁板块之间仍然被南天山洋分隔，而且中泥盆世时海侵范围还有所扩大，沉积了碎屑岩和碳酸盐岩，局部有中基性火山活动。晚泥盆世至早石炭世，南天山洋盆规模缩小。洋盆内未发现晚石炭世沉积，残留洋盆的消失和陆壳板块的接近，塔里木北缘晚石炭世沉积类型复杂。

因西南天山沉积岩为锑、金、银等有色金属的重要的容矿地层，对其地球化学的研究将对沉积岩的物源区、成矿物质的来源给予限定，并且能对该区沉积岩的成矿构造背景做出讨论，因此对该区沉积岩的研究将具有非常重要的地质意义。

4.2 沉积岩地球化学特征

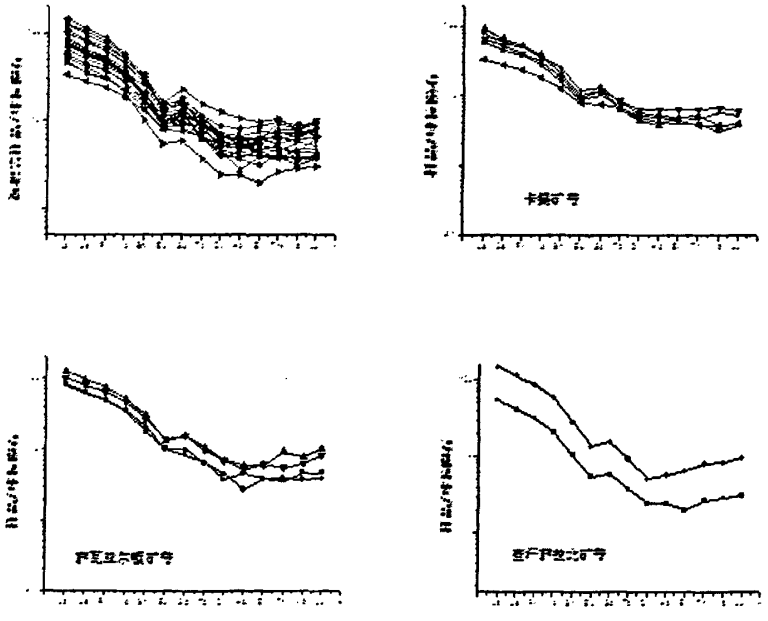
4.2.1 稀土元素地球化学

表 4.1 沉积岩稀土元素分析

采样点	样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	δEu	Ce/Ce*	ΣL/ΣH	Σ REE
卡拉脚古牙	97K4006	21 05	42.22	5.19	19 19	3 65	0.77	3.17	0.38	1.78	0 35	0 97	0 14	0 75	0 14	0 69	0 93	4.76	99 76
	97K4007	28 32	56 68	6.927	25 34	5.70	1 02	4.05	0.45	2.14	0 43	1 20	0 16	1 37	0 19	0 65	0.93	5.02	133 97
	97K3014	33 38	63.28	7.17	27.85	4.60	0.86	3.56	0.37	1.63	0 31	1.17	0 18	0 90	0.15	0.65	0 92	6.42	145.43
	97K2001	23 72	48 99	5 53	22.20	4 25	0.80	3.64	0.49	2.38	0 54	1.55	0 22	1.64	0.23	0 62	0 98	3.72	116.18
	97K2004	12.22	26.37	3.18	12 96	2 95	0.68	2.27	0.39	1.94	0.40	1.10	0.13	0 93	0.15	0 81	0.98	3.11	65.67
查汗萨拉北	97Chn025	19 53	39.46	4.23	14.67	2.34	0.47	1.77	0.21	0.91	0.20	0.48	0.09	0.69	0 12	0 70	0.98	6.59	85.16
	97Chn026	53.43	107.08	11.65	40.74	6.31	1.15	4.71	0.52	1.90	0.47	1.56	0 28	1.98	0 36	0.64	0.97	6.63	232.13
	97Chs038	47 20	99.30	10 97	39.02	7 66	1.09	5.42	0.65	3.25	0.69	2.16	0 34	2.23	0.35	0.52	0 99	5.03	220.35
	97Chs042	17.53	33.26	4.05	16 05	3 70	0.78	2.90	0.46	1.93	0.43	1.03	0.17	1.06	0.16	0 72	0.90	3.56	83.49
查汗萨拉北	97Chs045	16 93	33 48	4.18	15 735	3.13	0.71	2.72	0.52	2 53	0 50	1 40	0 22	1 71	0 30	0 74	0.91	2.73	84 06
	97Chs024	28 22	56.83	6 42	24.23	4.19	0.80	4.22	0.51	2.57	0 45	1.33	0 26	1.65	0.28	0.58	0 96	3 99	131.96
	97Chs0301	36.08	76 36	8.59	31 38	6.24	1.28	5.30	0 65	2.70	0.57	1.84	0.26	1 79	0 31	0 68	0.99	4 54	173.32
	97Chs0302	37.92	80.85	9.08	32.68	5.87	1.16	4.53	0.55	2.84	0.52	1.69	0.21	1.52	0.26	0.69	1.0	5.32	179.68
萨瓦亚尔顿	97X052	29.28	57.86	6.514	24.61	4.07	0.88	2.53	0.38	1.41	0.39	0.96	0.13	1.15	0.18	0.84	0.94	6.30	130.34
	97X056	30.15	61.92	6.77	25.42	4.78	0.88	3.03	0.36	1.72	0.23	0.95	0.14	0.91	0.14	0.71	0.98	6.814	137.41
	97X0501	46.80	90 60	10.26	36.15	6.95	1.14	4.74	0.60	2.64	0 51	1.50	0.33	1.94	0.38	0.61	0.94	5.44	204.54
	97X0504	37.04	74.40	8 61	33.11	6.22	1.21	4.76	0.56	2.60	0.44	1.53	0 19	1.55	0.31	0 68	0.95	5.21	172.53
卡提	98001-1	39.60	78.83	9.2	36.26	7.25	1.4	6.83	0.89	4.83	0.89	2.43	0.38	1.96	0.25	0.61	0.944	3.73	190 95
	98001-6	21 11	42 14	5.01	19.66	4 07	0.76	3.52	0.52	2.33	0 43	1.2	0 18	1 06	0 24	0 61	0.94	3 71	102.19
	98B100-1	27 24	54 42	6 39	24 28	4 69	0.85	3.97	0.49	2.45	0 54	1.49	0 23	1 47	0.26	0.60	0.94	4 09	128.74
	98B100-2	26 49	51 33	5.96	23 65	4 51	0.98	3.73	0 39	1.54	0 31	0.78	0.15	0 88	0 15	0 736	0 93	5 67	120 81

我们分别对 5 个矿体围岩的页岩、板岩、千枚岩、千枚岩粉砂岩等 21 个样品进行了稀土元素分析(见表 4.1)。

各种岩性的稀土总量(∑REE)含量介于 65.67~232.13×10^{-6}，其中轻稀土（LREE）含量为 18.4～4.47×10^{-6}，重稀土(HREE)含量为 58.36～220.35×10^{-6}，轻重稀土之比(LREE/HREE)为 2.73~6.80。对比五个矿区的不同岩性样品标准化后的 REE 丰度模式图（见图 4.1），发现各矿体的稀土元素配分曲线几乎成平行状，且右倾平滑型，轻稀土组成较陡，重稀土组成较为平缓，配分曲线具有相似性。因为沉积作用是在一定的构造环境中进行，不同的构造环境会影响沉积岩中稀土元素的分布，在稀土元素分布特征上表现为分布曲线的相似，说明该区为都稳定的沉积环境，并且它们的稀土来源可能是同源的。另外这些样品出现明显的 Eu 负异常和轻微的 Ce 负异常，计算得 δEu 的变化范围为 0.52～0.84，Ce/Ce*的变化范围为 0.90～0.99，各个矿体具有相似的 Ce 和 Eu 特征，也表明它们具有相同的沉积环境。



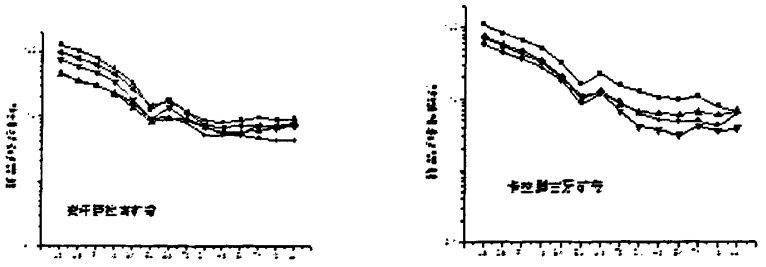


图 4.1 沉积岩稀土配分曲线

4.2.2 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素特征

我们分别对卡拉脚古牙的千枚岩、泥质板岩、炭质页岩、硅质板岩和黑色页岩 5 个不同岩性的全岩进行了 Sm-Nd 的同位素分析。对查汗萨拉北矿带的砂板岩和炭质页岩 2 个岩性的全岩进行了 Sm-Nd 同位素分析；对查汗萨拉南矿带的炭质页岩、炭质板岩、砂板岩、泥质板岩 4 个岩性的全岩进行了 Sm-Nd 同位素分析；对萨瓦亚尔顿的 2 个炭质千枚岩全岩进行了 Sm-Nd 同位素分析；对卡提的 4 个粉砂岩全岩进行了 Sm-Nd 同位素分析。样品的化学分析是在中国科学技术大学地球与空间科学学院地球化学超净化实验室进行，质谱测定是在该室 MAT-262 质谱仪器中进行。表 4.2 分别列出不同岩性全岩的 Sm-Nd 同位素的质谱测定结果。

对于该区巨厚的碎屑岩夹碳酸岩建造的地层来说，Rb-Sr 法对细碎屑岩等时线年龄测定中可能存在着母源继承锶的影响。但是研究表明，在实现锶同位素初始比值均一化的前提下，岩石中母源继承锶的存在只影响等时线的截距，并不影响等时线年龄值，所以 Rb-Sr 法，相比较 Ar-Ar、Sm-Nd 和 U-Pb 等定年法具有可取之处。胡世玲等(2002)在查汗萨拉南、北矿带容矿地层中采集 4 件和 7 件黑色炭质板岩样品进行全岩 Rb-Sr 等时线测定，其等时线年龄分别为 283±21Ma、 289 ± 20Ma，将容矿地层时代定为晚石炭世-早二叠世；卡拉脚古牙金锑矿容矿地层中采集 6 件泥质千枚岩样品,进行 Rb-Sr 全岩同位素分析，其等时线年龄为 380±32Ma，并在该地层的石灰岩中采到了灌木孔珊瑚和六方柱层孔虫，将容矿地层时代定为中泥盆世；萨瓦亚尔顿容矿地层中采集 4 件炭质页岩样品，进行全岩 Rb-Sr 同位素分析，等时线年龄为 288±18Ma，确定地层时代为

晚石炭世；卡提容矿地层中全岩 Rb-Sr 同位素分析，等时线年龄为 278±23Ma。

本文中还对南天山这些沉积地层中的泥质岩、页岩、灰质岩和粉砂岩作了系统的 Sm-Nd 同位素进行了分析，并运用公式计算出该区 Nd 同位素的相关参数（表 4.2）：该区沉积岩样品的 εNd(0)在－14.96~－8.74，平均为－12.04；$f_{Sm/Nd}$ 为－0.234~－0.535，平均为－0.38，均小于零。$f_{Sm/Nd}$ <0，εNd(0)<0，说明该区样品具有大陆地壳岩石的特征。因此西南天山地区这些沉积岩不是直接来自于地幔的幔源物质而是来源于陆源碎屑。

表 4.2 西南天山沉积岩 Sm-Nd 同位素数据分析

采样点	样品号	岩性	地层年龄	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	εNd(0)	$f_{Sm/Nd}$	εNd(t)	T_{DM1}	T_{DM2}	T_{DM}
萨瓦亚尔顿	97x052	炭质千枚岩	288Ma	0.1117	0.5119	-13.8	-0.432	-10.7	1.82	1.95	1.82
	97x056			0.123	0.5119	-13.5	-0.375	-10.8	2.02	1.96	2.02
卡拉脚古牙	97k2001	千枚岩	380Ma	0.1178	0.5120	-12.2	-0.401	-8.37	1.80	1.83	1.80
	97k2004	泥质板岩		0.1312	0.5120	-12.8	-0.333	-9.64	2.15	1.94	1.94
	97k4006	炭质页岩		0.1174	0.5120	-11.5	-0.403	-7.68	1.74	1.77	1.74
	97k4007	硅质板岩		0.1202	0.5121	-11.3	-0.389	-7.62	1.78	1.77	1.78
	97k3014	黑色页岩		0.1056	0.5119	-14.2	-0.463	-9.82	1.75	1.95	1.75
卡提矿带	98h022	粉砂岩	278Ma	0.1317	0.5119	-15.0	-0.330	-12.7	2.37	2.10	2.10
	98h034			0.1228	0.5119	-14.3	-0.376	-11.6	2.08	2.10	2.08
	98h050			0.1507	0.5119	-14.2	-0.234	-12.6	2.98	2.10	2.10
	98h051			0.1384	0.5119	-14.7	-0.296	-12.6	2.55	2.10	2.10
查汗萨拉北矿带	97chn025	砂板岩	289Ma	0.0947	0.5122	-9.4	-0.519	-5.60	1.27	1.53	1.53
	97chn026	炭质板岩		0.0914	0.5121	-10.2	-0.535	-6.32	1.29	1.59	1.59
查汗萨拉南矿带	97chs024	炭质页岩	283Ma	0.1289	0.5122	-9.5	-0.345	-7.01	1.79	1.64	1.79
	97chs038	炭质板岩		0.1149	0.5121	-9.7	-0.416	-6.70	1.55	1.62	1.55
	97chs042	砂板岩		0.1467	0.5122	-8.7	-0.254	-6.93	2.18	1.64	1.64
	97chs045	泥质板岩		0.1366	0.5121	-9.8	-0.306	-7.60	2.00	1.69	1.69

其中 $\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)^{0}_{DM}$=0.51315; $\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)^{0}_{DM}$=0.2137; λ_{Sm}=0.00654Ga^{-1}; $\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{CHUR}$=0.1967

4.2.3 Pb 同位素地质

我们分别对五个矿化体和围岩如泥质板岩、硅质板岩、砂板岩、炭质页岩、炭质板岩、炭质千枚岩、黑色页岩、砂岩、粉砂岩、硅化石英脉以及千枚岩化粉砂岩共计 23 个样品进行了岩石 Pb 的同位素分析和五个矿石 Pb 同位素分析。铅同位素的分析和测试是在中国科学技术大学超净化实验室和 MAT-262 热电离质谱仪中进行的。全部分析结果见表 4.3。从这些分析结果可以看出，$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 的比值比较稳定，变化范围分别为 18.04-18.89、15.54-15.82 和 38.03-39.08。Zartman 和 Doe(1988)指出，对于显生宙的普通铅而言，其铅同位素比值的年龄意义较小，更多的反应其物质来源和形成的构造环境。我们所研究的五个矿区均形成于显生宙，因为我们对这些数据的讨论将着重于 Pb 的来源和地质构造方面。现将分析结果以五个矿区分别投入在 Zartman 的铅同位素组成图上。将五个矿带的 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 全部投到在图 4.2，可以发现这些数据集中在造山带曲线附近，而且岩石铅和矿石铅基本分布在上地壳与造山带曲线之间，说明它们的铅来自同一铅源，并且铅的来源中含有造山运动引起的物质，这点与地质实际相吻合，即以元古代古老地壳和/或以古老地壳为来源的造山带火山岩是这套碎屑沉积岩的源岩。

表 4.3 沉积岩的 Pb 同位素数据

采样点	样品号	岩性	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
卡拉脚古牙	97K2004	泥质板岩	18.667	15.5581	38.4783
	97K2002	矿石	18.0417	15.5634	38.2252
	97K4007	硅质板岩	18.599	15.559	38.7143
	97K4006	炭质页岩	19.5043	15.6075	40.0824
	97K3014	黑色页岩	18.6283	15.5978	38.799
	97K2001	千枚岩	18.2079	15.6331	38.2252
查汗萨拉北	97chn026	炭质板岩	18.2266	15.6737	38.4685
	97chn029	砂岩	18.1189	15.5852	38.2153
	97chn027	锑铅矿	18.1805	15.6072	38.2509
查汗萨拉南	97chs045	泥质板岩	18.2334	15.5534	38.1596
	97chs042	砂板岩	18.1744	15.5723	38.1735
	97chs038	炭质板岩	18.1915	15.6099	38.2771
	97chs040	含铜石英脉	18.1152	15.5388	38.0325
	97chs039	矿石	18.3507	15.8207	38.9411
萨瓦亚尔顿	97X056	炭质千枚岩	18.2136	15.5969	38.4097
	97X052	炭质千枚岩	18.2819	15.6383	38.5959
	97X054	矿石	18.1278	15.6013	38.244
	97X051	辉锑矿	18.1196	15.6765	38.5402
卡提	98h034	粉砂岩	18.5126	15.5796	39.1533
	98h023	粉砂岩	18.2115	15.7078	38.5756
	98h022	粉砂岩	18.7285	15.6733	38.7628
	98h027	硅化石英脉	18.8889	15.6094	39.77
	98h028	硅化石英脉	18.4993	15.6003	39.0856
	98h029	硅化石英脉	18.2045	15.5869	38.4529
	98h050	千枚岩化粉砂岩	18.3187	15.607	38.434
	98h051	千枚岩化粉砂岩	18.4525	15.6176	38.7726
	98h022-1	千枚岩化粉砂岩	18.7497	15.635	38.6388
	98h034-1	千枚岩化粉砂岩	18.6014	15.6087	39.3001

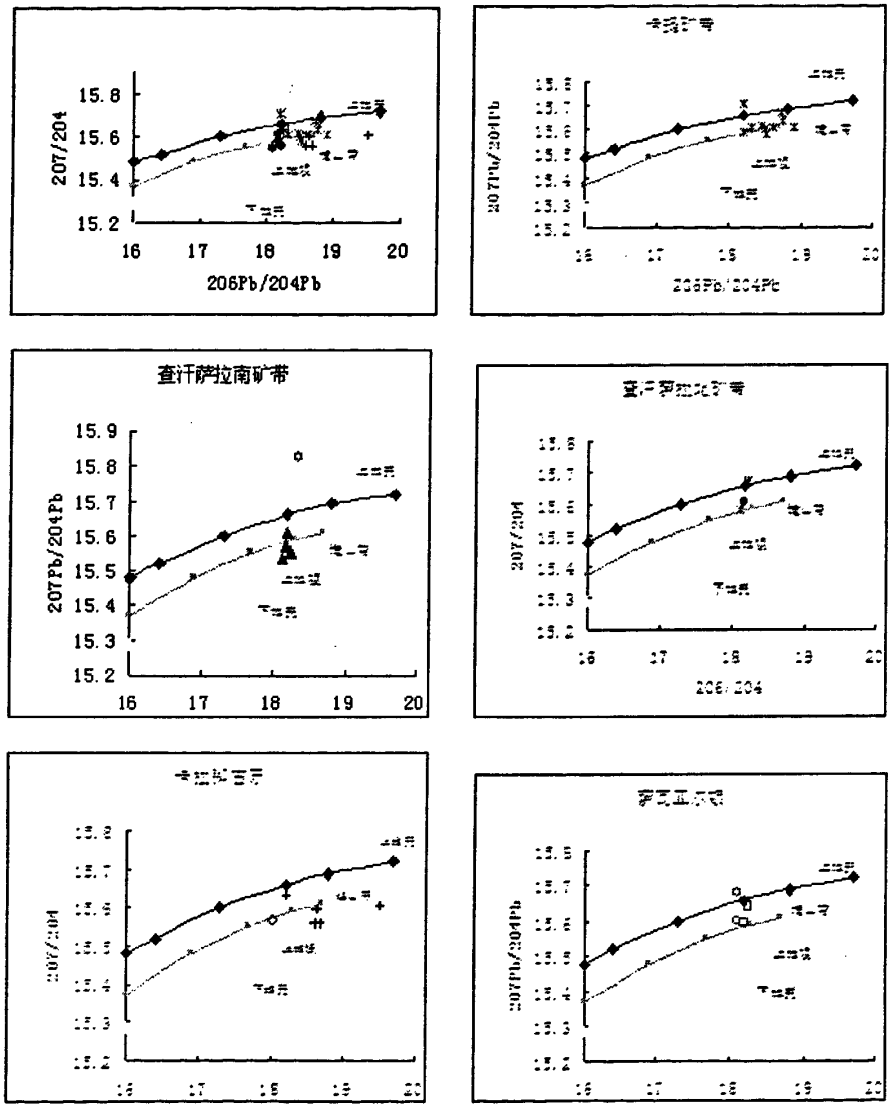


图 4.2 各矿带 $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解

4.2.4 硫和碳同位素地球化学特征

对卡拉脚古牙的石英脉中辉锑矿以 K 表示；查汗萨拉南北矿带的方铅矿和辉锑矿分别用 chs 和 chn 表示；以及萨瓦亚尔顿辉锑矿用 X 表示；卡提矿带以 B

表示。其中样品的硫同位素的分析测试工作是在中国科学院北京地质研究所同位素实验室进行的，使用的质谱仪是 Detar 气体质谱仪。分析结果见表 4.4，9 个硫同位素样品的平均 δ‰为 0.0012。从这些数据中可以看出辉锑矿的 $\delta^{34}S$ 值在 -4.68-10.36‰之间，方铅矿的 $\delta^{34}S$ 值在 1.43-5.43‰之间，黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 在 6.84-19.14‰之间，对比黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值和石英脉内黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值，它们的 $\delta^{34}S$ 值十分接近，其变化范围相差不多，说明它们来自相同的硫源。

我们对几个矿点的围岩进行了碳同位素的测试，碳同位素的测定是在煤炭科学院西安煤炭研究所稳定同位素室进行的，所用仪器是 MAT-251 质谱仪。从表中的 16 个碳同位素的分析结果（表 4.4）可以看出，它们的 $\delta^{13}C$ 的值在-1.58—-27.24‰之间。16 个样品的平均 $\delta^{13}C$ 值为-15.21‰。根据阎升好等（2000，矿床地质）的资料海相硫酸盐（$\delta^{13}C\approx0‰$）、深成碳（$\delta^{13}C\approx-7‰$）和生物有机碳（$\delta^{13}C\approx-25‰$）。而我们的样品与这些主要碳源的碳同位素组成差别较大，说明本区矿质来源的多样性，这也与后期热液流体的多期成矿作用有关。

表 4.4 硫、碳同位素分析

矿点	样品号	样品名称	$\delta^{34}S$‰
卡拉脚古牙	97k002	辉锑矿	6.86
	97K008	辉锑矿	10.36
	97K011	辉锑矿	5.5
查北矿带	97chn020	方铅矿	5.43
	97chn027	方铅矿	1.43
	97chn025	黄铁矿	4.5
查南矿带	97chs039	辉锑矿	-4.68
	97chs040	辉锑矿	-3.23
萨瓦亚尔顿	x051	辉锑矿	-1.8
卡拉脚古牙	908LJ01	黄铁矿	8.2
	908LJ02	黄铁矿	9.7
	908LJ03	黄铁矿	16.26
	908LJ04	黄铁矿	17.88
	908LJ05	黄铁矿	19.14
	908LJ06	黄铁矿	11.14
	908LJ07	黄铁矿	14.22
	908LJ08	黄铁矿	11.71
	908LJ09	黄铁矿	9.75
	908LJ10	黄铁矿	6.69
	908LJ11	石英脉内黄铁矿	9.57

（续表）

矿点	样品号	样品名称	$\delta^{34}S‰$
卡拉脚古牙	908LJ12	石英脉内黄铁矿	8.53
	908LJ13	石英脉内黄铁矿	13.3
	908LJ14	石英脉内黄铁矿	10.39
	908LJ15	石英脉内黄铁矿	6.84
	908LJ16	石英脉内黄铁矿	13
矿点	样品号	岩性	$\delta^{13}C‰$
卡拉脚古牙	97k4-006	炭质页岩	-1.79
	97K4-007	硅质板岩	-1.58
	97K3-014	黑色页岩	-14.59
	97K3-013	千枚岩中夹石英细脉	-5.43
查南矿带	97chs-024	炭质页岩	-5.58
	97chs-028	含石英脉炭质板岩	-20.26
	97chs-045	黑色泥质板岩	-11.55
	97chs-031	石英脉	-11.03
	97chs-038	黑色炭质板岩	-17.79
查北矿带	97chn-026	黑色炭质板岩	-19.67
萨瓦亚尔顿	97X-056	含石英脉黑色炭质千枚岩	-17.6
	97X-052	炭质千枚岩	-7.88
卡提	98018	炭质页岩	-27.2
	98B-028	硅质强烈石英脉伴有硫化物	-27.15
	98B027	硅质强烈石英脉伴有硫化物	-27.07
	98B029	硅质强烈石英脉伴有硫化物	-27.24

4.3 讨论

4.3.1 沉积源探讨

图 4.1 中显示 5 个矿带的沉积岩的稀土元素配分曲线平行，Ce、Eu 等特征元素参数变化基本一致；以及对 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 的图中，沉积岩样品大都落在造山带与上地壳之间，说明它们具有相同的物质来源。根据对 Sr 同位素的分析可知，除卡拉脚古牙矿带外，其它矿带的成岩时代均在晚石炭纪-二叠纪，显示在晚古生代西南天山地区经历了一个类似的沉积环境。南天山那拉提断裂附近出露的基性超基性岩 Sm-Nd 等时线年龄为 314-324Ma(倪守斌等,1994)，表

明此时碰撞已经结束，转化为陆内演化环境，即南天山南缘晚古生代沉积岩的沉积过程受岩浆活动影响甚少，主要为被动陆缘沉积。

Sm、Nd 属于稀土元素，化学性质极为相似，在地质过程中具有较高的封闭温度，即在风化、沉积物的搬运和成岩作用过程中，Nd 同位素和 Sm/Nd 比值基本保持不变。在地质演化过程中样品现在的 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 和 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值反演到其 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值与亏损地幔源区（DM）的该比值一致所经历的时间为样品的 Nd 模式年龄，在特定条件下可解释为地壳岩石从地幔储库中分离出来的年龄（Gleason，1994；胡蔼琴，1999；李秋根 2003；Patchett P J，1999；许亚军，2007）。在陈斌(2001)、张健(2003)和陈江锋(1999)文中利用 Nd 同位素和 Nd 模式年龄对相应地区的源区作出推测，对地壳演化给出一定的制约；并指出由于沉积岩尤其是沉积碎屑岩的Nd同位素组成代表相当大区域内大陆地壳的平均成分，其 Nd 模式年龄不能代表一个特定地质事件的年龄，但是其 Nd 同位素组成仍可以代表沉积岩物源区的 Nd 同位素组成，其 Nd 模式年龄仍可反映沉积物源区的基本特征，代表着沉积物源区的平均地壳存留年龄。

由于沉积岩在形成过程中 Sm、Nd 同位素组成不会随着地球化学分异而变化，沉积岩继承了其物源区岩石的 Nd 同位素模式年龄，所以通过计算沉积岩中 Nd 同位素的组成可以探究沉积岩的物源，并还原区域的地质演化历史。根据模式年龄计算公式，文中分别算出研究区五个矿床（点）的 17 个沉积岩样品 Nd 模式年龄（为减少地壳演化过程中 Sm/Nd 分异导致模式年龄的畸变，对 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 大于 0.13 或小于 0.10 的样品采用两阶段 Nd 模式年龄 T_{2DM}）：卡拉脚古牙 5 个样品的 Nd 模式年龄在 1.74～1.94Ga 范围内，平均年龄为 1.80Ga；查汗萨拉北矿带 2 个样品的年龄在 1.53～1.59Ga，平均年龄为 1.56Ga；查汗萨拉南矿带 4 个样品在 1.55～1.79Ga，平均年龄为 1.67Ga；萨瓦亚尔顿 2 个样品的年龄分别是 1.82 和 2.02 Ga,平均为 1.92Ga；卡提四个样品的年龄在 2.08～2.10Ga，平均年龄为 2.09Ga。见 Nd 模式年龄分布图（图 4.3）。

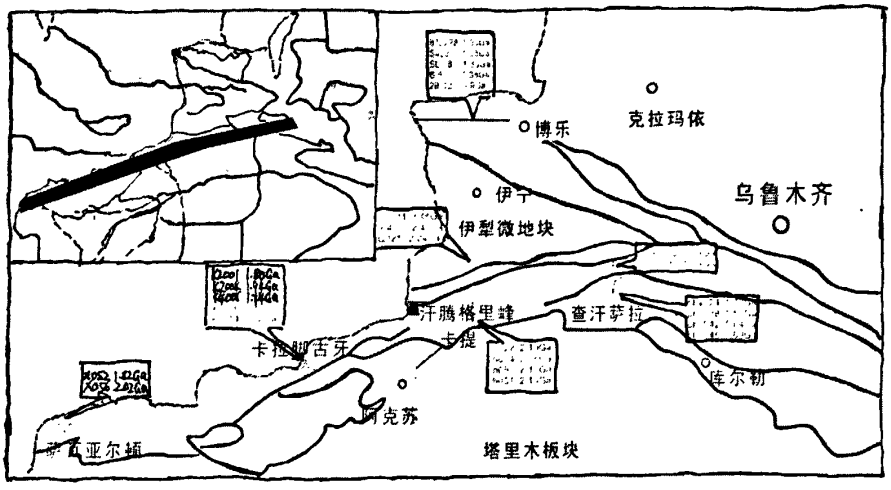
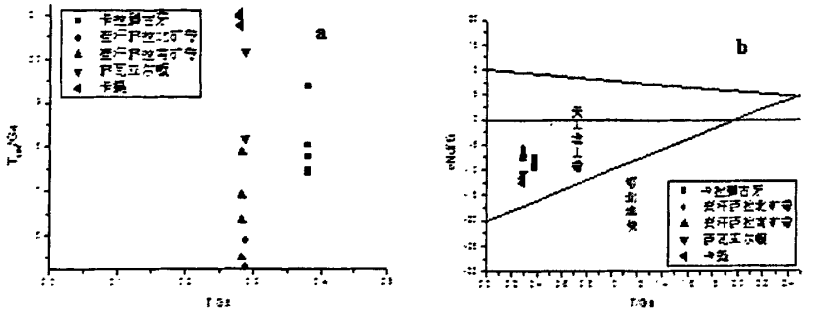


图 4.3 西南天山地质简图和 Nd 模式年龄分布图
(伊犁南北缘数据引自倪守斌,1998)

在沉积岩的形成过程中，若 Nd 模式年龄接近或稍大于沉积年龄，则表明该沉积岩来源于新生地壳；如果沉积岩的模式年龄显著大于沉积年龄则表明沉积岩中以先存陆壳的再循环碎屑为主；若有新的地幔物质的加入，则其模式年龄是壳源物质和幔源物质年龄的加权平均。该区矿带沉积岩样品的 Nd 模式年龄与沉积时代 0.28～0.38Ga 相比，该区沉积岩都具有大得多的 Nd 模式年龄(图 4.4a)该区沉积岩的钕模式年龄在 1.53～2.10Ga 之间，说明了物源区的原岩平均形成年龄在大约 20 亿年左右，沉积物主要来源于古、中元古代老地壳。由于该区南面塔里木板块为古老而稳定的大陆陆块，依据 Hu(2000)等对塔里木太古代灰色片麻岩、片岩和混合岩以及元古代花岗岩的研究结果，最年轻的 Nd 模式年龄 T_{DM} 老于 2.7Ga，所以太古代的塔里木克拉通不可能是这些沉积岩的主要源区。在沉积年代-εNd(t)关系图(图 4.4b)上，所有的沉积岩样品都落入天山造山带中，也说明该区沉积岩主要来源于北缘的天山造山带，塔里木古老地块物质含量甚少。在 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图中，沉积岩样品大都落在造山带与上地壳之间，说明该区矿带广泛受到造山带的影响，这些与我们的第三章所研究的基性超基性岩的地质背景相符，即晚古生代存在着广大的后碰撞拉伸引发的花岗质岩浆活动。



图

图 4.4 沉积年代-TDM 关系图(a)和沉积年代-εNd(t)关系图(b)
其中塔里木地块和天山造山带的分界线引自胡蔼琴，1999

但是五个区域的之间仍存在着明显差异。首先我们可以发现 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值的差异性：查汗萨拉南矿带为 0.7104、北矿带 0.70952、萨瓦亚尔顿 0.7129、卡提 0.7260、卡拉脚古牙 0.7091(胡世玲,2002)。由于 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值在成岩过程中可能经历了均一化，其初始值不能代表源物质的初始值。但是对 Pb 同位素以及 C 和 S 同位素的研究，我们可以认为 Sr 同位素的这些不均一性是后期成矿时源区物质热液交代作用造成的。其次各矿带 Nd 模式年龄也存在巨大的差异性：卡堤区域样品的钕模式年龄比较其他四个样品区最老，平均为 2.09Ga 年，最老的为 2.10Ga 年，且 εNd(t)在-11.6~-12.7 之间，显示卡堤（古勒克达坂）沉积岩有部分较老的剥蚀区的混染，可能是来源于南缘古老的塔里木陆块来的物质与从北缘较年轻的伊犁板块来的物质混合，使得它在均一化以后的钕模式年龄偏老；研究区中的查汗萨拉北矿带的钕模式年龄比较其它区域最为年轻，平均为 1.56Ga，最小的 1.53Ga，从这个较小的钕同位素模式年龄，可见查汗萨拉北矿带的物源区岩石主要来源于北缘的伊犁板块，并且可能有造山带物质的参与和碳酸岩等沉积物自身的补给使钕同位素组成发生变化，使得钕模式年龄趋于年轻；而查汗萨拉南矿带的 Nd 模式年龄明显高于北矿带，在地理位置上两个区域虽然相近，但在地质构造上南矿带和北矿带之间存在着明显的断层，又其南北矿带 Sr 初始比值为 0.7104 和 0.70952，所以可以推测南、北矿带在物源区及其构造背景上都具有显著的差异；萨瓦亚尔顿样品的 Nd 模式年龄平均 1.92Ga 和卡拉脚古牙平均年龄 1.80Ga，都显著大于其沉积时代，而这些 Nd 模式年龄与前人对伊犁板块内部元古代角闪岩的 Nd 模式年龄为 1.7~1.9Ga 一致(胡蔼琴 1990)。

陈义兵等(2000)对西南天山木扎尔特群的基底岩石的 Nd 模式年龄进行了计算，也得到 1.7～1.9Ga 的地壳存留年龄，与本文所得到的年龄基本一致。因此西南天山源区地壳的平均年龄为古、中元古代，研究区的晚古生代沉积岩的物源主要由北缘的具有元古代基底的伊犁板块提供。

4.3.2 沉积环境讨论

南天山地处塔里木板块和伊犁微板块之间，经历了元生代、早古生代和晚古生代古南天山洋的多次开合。依据前人获得的蛇绿岩形成与震旦和志留纪的年代学资料，推测南天山洋盆于震旦纪打开（李锦轶等,2006）形成古南天山大洋。对伊犁地块南缘石炭纪火山岩的研究成果，揭示在志留纪至石炭纪期间，南天山碰撞造山带的前身洋盆的洋岩石圈板块一直在向伊犁地块之下俯冲。该过程一直持续到早石炭世（朱志新,2006;Chen chunming,1999），最终导致古南天山大洋关闭，塔里木板块、和伊犁中天山板块拼合成一个整体。古地磁研究结果揭示在南天山大洋闭合的过程中，塔里木、伊宁两陆块以斜向碰撞方式拼合，东部首先拼合，然后向西扩展，自东向西沉积环境由陆相逐渐过渡到海相（蔡东升,1995;张传恒,2006;Chen chunming,1999）。该区沉积岩就是在这样的沉积环境中形成的。根据该区各容矿岩系的特点推测该区各容矿岩系多为晚古生代的滨海-浅海相碎屑岩和碳酸盐岩石组合，其中卡拉脚古牙独特红色砾岩坡积层反映其沉积海盆局部曾被抬升水面而造成沉积间断，这点就可解释其沉积岩形成时代比其它矿区早的原因；萨瓦亚尔顿矿区的典型的浊流沉积特征，巨大的能量推动泥沙浊流滚滚而下，形成了特别厚大的碎屑沉积；卡提云母煌斑岩床的发现标志该矿区曾遭到深部岩浆的入侵并发生强烈的黑云母化等蚀变；查汗萨拉北矿带含大量磷灰石板岩表明该沉积海盆具有独特的物质来源和水质条件。

4.3.3 区域演化

根据本人获得的西南天山晚古生代沉积岩的 Nd 同位素数据，笔者对该区古生代区域演化简单总结如下：

(1)西南天山晚古生代沉积岩都具有较高的 Nd 模式年龄(1.56-2.10Ga)和较低的 εNd(T)值(-5.6—12.6)，表明老地壳（古、中元古）可能是晚古生代沉积岩的

主要源区。虽然在晚古生代南天山地区出现碰撞后的拉张环境，形成的大量的新生陆壳不能忽略，但是有 εNd(T)偏低的值说明南天山晚古生代的造山作用对该区的沉积作用的影响甚小，在晚古生代西南天山地区为被动陆缘环境，其沉积建造以成熟度较高的陆源碎屑为主，与该区此时很少发育火山岩的地质事实吻合。

⑵五个成矿带中，卡拉脚古牙的成岩年龄较高，为 380Ma 的泥盆纪沉积建造。根据卡拉脚古牙独特红色砾岩坡积层，我们推测其沉积海盆局部曾被抬升水面而造成沉积间断，从而造成后期沉积的缺失。其 Nd 模式年龄为 1.74-1.94Ga，εNd(T)为-7.62—9.82，说明该矿带一直处于被动沉积环境，基本无年轻地壳的加入。对于萨瓦亚尔顿成矿带，Nd 模式年龄为 1.82-2.02Ga，εNd(T)都小于-10；以及卡提矿带 Nd 模式年龄为 2.10Ga, εNd(T)最低达-12.6，说明南天山洋盆在晚古生代是一个被动的沉积环境。对于查汗萨拉南、北矿带，由其成岩年龄(胡世玲,2002)发现其沉积作用不同时，并且两个矿带的构造来说也有明显差异。这点由 Nd 模式年龄也可体现：两个 Nd 模式年龄最大可差 260Ma，而且 εNd(T)值南矿带也稍微偏高，所以两者的沉积环境并不相同。我们推测以现今的查汗萨拉所处的地理位置为界，北海盆和南海盆的发育存在时间差，并且极有可能两个海盆的源区不尽相同，从而使南北矿带在沉积岩产生较大的差异。

⑶胡霭琴等(2000)分析了天山造山带 46 个岩石样品的 Nd 模式年龄，分布在 2.4-1.2Ga 之间。文中研究区的 Nd 模式年龄分别为 1.9Ga（萨瓦亚尔顿）、1.80Ga（卡拉脚古牙）、1.67Ga（查汗萨拉南矿带）、1.56Ga（查汗萨拉北矿带）、2.09Ga（卡提），也都位于这个区间，表明西南天山的基底是古元古代时由壳幔分异作用产生的“新生大陆地壳”，并不是由塔里木板块基底的古老变质岩系改造而成。并且通过对西南天山成岩年龄的研究(胡世玲,2002)认为西南天山地壳在晚古生代除了有垂向增生，还存在着显著的横向增生。沉积岩的 εNd(T)值为-5.6—12.6，较大的负值，显示晚古生代沉积建造以成熟度较高的陆源碎屑为主，主要为被动陆源沉积。根据 Pb 同位素图解，发现大多数数据点落在上地壳与造山带之间的区域，说明该区沉积岩可能有古老地壳再熔融产生的花岗岩物质的参与。

4.3.4 沉积岩成矿

天山地区断裂发育，地质构造复杂、岩浆活动频繁，岩性复杂，成矿条件

优越。近年来，邻国大型超大型金矿(乌兹别克斯坦的穆龙套、吉尔吉斯斯坦的库姆特尔金矿)的发现给我国天山地区沉积岩成矿探测指明了道路，作为中亚南天山金和有色金属成矿带的东延部分,我国南天山地区成矿潜力巨大。资源问题已经成为21世纪制约我国经济发展的一个重要因素，因此加快对我国现有矿产资源的探测，特别是加快对具有良好前景的南天山地区的探测，具有至关重要的意义，对矿产资源的探测与开发也成为当前地质工作者的重要任务之一。

陈哲夫(2002)对西南天山成矿与境外矿床做出对比，指出中国西南天山的成矿地质背景与境外具有相似之处，具有良好的成矿前景，同时也有明显不同如成矿地质条件不如境外有利，矿产及矿床类型没有其丰富多样，矿床规模亦较小。近年来在我国境内的西南天山地区陆续发现了一些矿床如萨瓦亚尔顿金矿床，卡拉脚古牙和查汗萨拉锑银矿床等(胡世玲,2002;赵仁夫,2002;郑明华,2002;王宏等,2003)，对其西南天山的成矿条件和找矿现实显示其仍具有良好的找矿潜力。对萨瓦亚尔顿的金矿的地质背景、赋矿岩石、矿化形式以及成矿作用进行了研究，指出其具有有穆龙套类似的细脉浸染和蚀变特征。王宏等对查汗萨拉矿床进行研究指出其为沉积改造型锑、银多金属矿床，成矿物质来自于赋矿地层，成矿热液为岩浆水和大气降水的混合水；郑明华等也指出萨瓦亚尔顿金矿床的成矿物质主要来自深部较老的地层和岩石，并且成矿热液有大气降水的参与。

因大多数成矿物质都来源于赋矿地层本身，所以对沉积岩的容矿地层深入研究将有利于矿床的开采以及新矿点的探测。文中所研究的五个成矿带的成岩时代除了卡拉脚古牙由于地层缺陷为中泥盆纪，其它位于晚石炭-二叠纪，其成矿时代都位于燕山期(胡世玲等,2002)。根据对矿带容矿地层稀土元素配分模式类似以及S、C、P同位素的分析，认为其可能具有统一的物质来源。中泥盆纪时，本矿区处于古隆起边缘大陆斜坡的滨海-浅海过渡环境，沉积了一套含炭细碎屑岩及碳酸岩。在原始沉积成岩过程中，Sb、Au的丰度就普遍偏高，形成初始矿源层。到燕山期，古大气降水沿本矿区各级断裂构造及含炭碎屑岩、碳酸盐岩中的空隙下渗到一定的深度，经地热加温，并与可能存在的动力变质作用形成的部分变质热液汇合，形成具有一定温度的热水流体。该流体对上述矿源层的锑金等有用金属不断萃取，反复浸出，并沿岩层中的构造裂隙迁移富集，于是就形成了含矿流体。这种含矿流体在构造裂隙发育，通过渗透性较好的砂岩、千枚状粉砂岩运移到某些有利的容矿构造部位，其所含有用组分不断富集，流体的浓度不断增大，于是有用组分逐渐析出沉淀。由于构造运动的持续作用，

以及构造运动的多期性，致使含矿流体不断改变，充实其成份以及多次脉动到岩层有利的构造部位，从而使析出的有用组分不断增加和富集，最终形成有一定品味和价值的锑金矿体。岩层在构造、岩性上的差异以及其它各种因素导致在某些部位形成浸染型的锑金矿，而在另外一些部位形成石英脉型锑金矿床。

在这里我们还要关注一下该区的控矿因素：①大地构造环境：矿区属于南天山海西褶皱带的南部边缘，其南与塔里木盆地相接，二者之间以拖什罕深大断裂为界。该断裂系南天山海西期褶皱隆起时，古洋壳向北俯冲的边缘。矿区受区域性断裂构造的影响，次级断裂、裂隙构造发育，成为锑金矿的有利构造区。层间断裂不仅提供了围岩（矿源层）中含矿物质热液上升、运移通道，而且还提供了有利的储矿空间，控制着矿体的产出和形状；②地层岩性的有利组合：区内千枚岩、板岩、砂板岩及灰岩等复杂岩性组合，使得在岩相变化大的两种岩性接触部位，因层间断裂（剪切断层）错动易形成张裂型容矿空间，尤其是脆性较强的灰岩和塑性大、渗透性差的千枚岩之间往往构成良好的运、储、盖等成矿环境，对石英脉型锑成矿最有利。

根据本文研究结果，并综合前人的认识后发现，对南天山沉积岩成矿条件研究和对一些大型化探异常的找矿查证，基本查明了矿带中锑、银、金等的分布规律，也基本查清了矿带内一些大型化探异常性质和找矿前景。因南天山地质条件艰苦，给我们的工作带来了一些困难，但是对于该区的成矿潜力以及分布规律仍会有进一步的研究，相信西南天山找矿一定会出现新的进展和突破。

第5章 结论

本文通过对西南天山晚古生代基性超基性岩和沉积岩岩石地球化学以及同位素地质进行了分析，得到如下结论：

1) 研究区的基性超基性岩岩石样品大多为拉斑玄武岩系列，且普遍富镁以及LREE富集特征，说明该区岩体来源于亏损地幔的部分熔融，岩浆演化程度较低；根据稀土元素及前人的同位素研究结果认为该区岩浆在上侵过程中经历了流体交待作用和弱的地壳混染作用。同时结合Sr-Nd同位素的分析，认为形成于海西晚期的基性超基性岩体与天山北部的喀拉通克岩体和东部的黄山岩体都来源于同一的构造背景——后碰撞拉张环境。

2) 通过对研究区基性超基性岩构造背景以及成矿潜力的分析，以及与邻区成矿岩体的对比分析认为，菁布拉克岩带具有较好的成矿潜力，特别是菁布拉克岩体，具有可供开采的Ni储量。

3) 形成于晚古生代的西南天山沉积岩来源于古、中元古代成熟地壳，为被动大陆边缘的沉积。五个成矿带具有较为统一的物质源区，北面的伊犁地块为其物质的主要源区。根据Pb同位素特征，还认为该区物质可能来源于古、中元古代地壳重熔产生的的花岗质岩石。其在成矿潜力上与南天山境外大型成矿带具有连续性，具有较好的锑、金、银等有色金属的成矿背景。

致 谢

深切感谢我的导师倪守斌副教授，这篇论文是在他的亲切关怀和悉心指导下完成的。他严肃的科学态度、严谨的治学精神、精益求精的工作作风，深深地感染和激励着我；他循循善诱的教导和不拘一格的思路给予我无尽的启迪；他的朴实无华、平易近人的人格魅力深刻的影响着我。三年来，不仅在学业上，倪老师给了我精心指导，同时还在思想、生活上都给了我无微不至的关怀，帮助我树立了远大的学术目标、掌握基本的研究方法，还使我明白了许多待人接物与为人处事的道理。本论文从选题到完成，每一步都是在导师的指导下完成的，在此向倪老师致以诚挚的谢意和崇高的敬意！

同时还要感谢王兆荣老师在研究生学习阶段给予我的无尽鼓励。正是在他的带领下，我才得以与地球化学结缘；在他的引导下，我才对地球化学产生极厚的兴趣，在这里表示感谢。还有研究生阶段我所有的代课老师，是你们让我对科研、对科大重新产生的认识，给我所需要的知识。在这里也致以我崇高的敬意。

各位同学、朋友，你们是我研究生生活的重要组成部分，是你们让我的研究生生活更加丰富多彩，与你们走过的三年将是我一生最珍贵的回忆。特别感谢同学吴小奇、古晓峰等在我的论文写作中给予的指点和帮助以及倪杰、王晨香给予的精神鼓励。

感谢父母，感谢你们给了我生命！是你们一直在默默的支持着我，陪伴着我，让我对生活充满着希望、对学习产生极厚的兴趣。谁言寸草心，报得三春晖。而今你们永远的健康快乐是我最大的心愿。

在论文即将完成之际，我的心情无法平静，从开始进入课题到论文的顺利完成，有多少可敬的师长、同学、朋友给了我无言的帮助，在这里请接受我诚挚的谢意！

2008 年 5 月

参考文献

Aiqin Hu, Bor-ming Jahn,Guoxin Zhang,Yibing Chen,Qianfeng Zhang. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang:Nd isotopic evidence.Part 1.Isotopic characterization of basement rocks. Tectonophysics. 2000. 328：15-51

Chen chunming, Lu Huafu, Jia Dong, Cai Dongsheng, Wu Shimin. Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny. Tectonophysics. 1999,302:23-40

Gao J, Li M, Tang Y and He G. 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen,Northwestern China[J],Tectonophysics,287:213-231

Gleason J D ,et al. 1994.Nd isotopes link quachita turbidites to Appalachian sources.Geology, 22:347

Green D H. Genesis of Archean peridotitic magmas and constraintson Archean geothermal gradients and tectonics [J]. Geology, 1975, 3: 15－18.

Lassiter J C. , Depaolo D J.. Plume/Lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotope constraints[A] .1997.

Mckenzie D. , Bickle M J. 1988.The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. J.petrole. 32:1021~1091.

Patchett P J,et al. 1999.Continental drainage in North American during the Phanerozoic from Nd isotope.Science, 283:671

Taylor S.R. , Mclennan S.M. The Continental crust:its composition and evolution[M]. Oxford, Blackwell.

Tetsu Kogiso,Yoshiyuki Tatsumi,Satoshi Nakano. 1997.Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust:1.Experiments and implications for the origin of ocean island basalts[J]. Earth and Planetary Science Letters, 148: 193-205

Vogt J H L. 1894.Greenetischen classification der durch magmatische differentions processe under durch previnathlovse entslandenen erzoskommen.Z.Ponkt Geol.,381-399

Wooden J L,czamanske GK,Fedorenko V A,et al. 1993.Isotopic and trace element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts,Noril'sk Area,Siberia. Geochim.cosmochim.Acta,57,3677-3704.

Zartman R.E. and Haines S.M., 1988.The plumbotecttonic model for Pb isotope systematiics

among major terrestrial reservoirs-a case for bidirectional transport. Geochim. Cosmochim. Acta, 52,1327-1339

Zhou M F, Leshen,C M.,Yang,Z X.et al. 2004.Geochemistry and petrogenesis of 270Ma Ni-Cu-(PGE)sulfide-bearing mafic-ultramafic intrusions in Huangshan district,eastern Xinjiang,northwest China:implications for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt.Chemical Geology,209,233-257

蔡东升,卢华复等. 1995.南天山古生代板块构造演化[J].地质论评

柴凤梅等. 2005.岩浆型 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床研究的几个问题探讨[J].矿床地质, 24(3):325-335

柴凤梅 2006 新疆北部三个与岩浆型 Ni-Cu 硫化物矿床有关的镁铁-超镁铁质岩的地球化学特征对比.博士论文

陈斌, Bor-ming Jahn, 王式枨. 2001.新疆阿尔泰古生代变质沉积岩的 Nd 同位素特征及其地壳演化的制约[J]. 中国科学 D 辑,31(3):

陈江锋, 满发胜, 倪守斌. 1995.西天山菁布拉克岩带基性一超基性岩的 Nd、Sr 同位素地球化学[J].地球化学, 24(2): 121－127.

陈江峰. 1999.中国东南地壳增长与 Nd 同位素模式年龄[J].南京大学学报, 35(6):649-658.

陈衍景. 2000.中国西北地区中亚型造山与成矿作用的研究意义[J].高校地质学报, 6(1):18-22

陈义兵,胡霭琴,张国新等. 2000.西南天山前寒武纪基底时代和特征-锆石 U-Pb 年龄和 Nd-Sr 同位素组成[J]. 16(1):91-98

陈哲夫. 2002.新疆与邻区南天山超大型金矿成矿条件和找矿方向[J]. 20(3):229-232

高俊等.1995.西南天山构造地层学初步研究[J],19(2):122-128

高俊,何国琦,李茂松等. 1997.西天山造山带构造变形特征研究地球学报[J],8(1):1-9

高俊,龙灵利,钱青等.2006.南天山晚古生代还是三叠纪碰撞造山带岩石学报[J],22(5):1049-1061

龚福华,李曰俊,王清华等. 2003.南天山西段古生代火山岩年龄新资料.高校地质学报,9(3):494-498

韩宝福,何国琦,吴泰然等. 2004.天山早古生代花岗岩锆石 U-Pb 定年、岩石地球化学特征及其大地构造意义[J].新疆地质,(1):4-11

郝杰,刘小汗. 1993.南天山蛇绿混杂岩形成时代及其大地构造意义[J].地质科学, 28(1): 93－95.

胡霭琴, 张国新, 张前峰等. 1999.天山造山带基底时代和地壳增生的 Nd 同位素制约[J].

中国科学 D 辑. 29(2):104-112

胡霭琴,张国新,张前锋. .2000.西南天山前寒武纪基底时代和特征: 锆石 U-Pb 年龄和 Nd-Sr 同位素组成[J].岩石学报,16(1):91-98

胡世玲,满发胜,倪守斌等. 2002.查汗萨拉锑、银矿带容矿地层时代[J]. 岩石学报, 18(4):593-600

洪大卫,王氏洸,谢锡林等. 2003. 从中亚正ε Nd 值花岗岩看超大陆演化和大陆地壳生长的关系[J],地质学报,77(2):202-208

姜常义，穆艳梅，赵小宁等.2001. 塔里木板块北缘活动陆缘型侵入岩带的岩石学与地球化学[J]. 中国区域地质,20(2):158-163

姜常义等. 1999.南天山花岗岩类的年代学、岩石学地球化学特征及其构造环境[J].岩石学报,15(2):298-305

姜常义,艳梅,小宁等. 2000.南天山褶皱带北缘基性超基性杂岩带的地质学特征与大地构造环境. 西安工程学院学报,22(2):1-6

李春昱等.1982.亚洲大地构造图说明书.地图出版社

李华芹等.1998.疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学.北京:质出版社

李锦轶,何国琦,许新等. 2006,新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨[J]. 地质学报,80(1):148-168

李锦轶,王克卓李亚萍等.天山山脉地貌特征、地壳组成与地质演化.地质通报,2006,26(8):895-909

李佩基等. 1985.中国天山花岗岩类的演化特征[J].新疆地质，3(3):50-65

李秋根,刘树文,韩宝福等. 2003.新疆中天山东段元古代变质沉积岩的Nd同位素特征及其对物源区的制约[J]. 自然科学进展,13(7):761-766

李永安,张正坤. 1989.新疆阿克苏-柯柽地区震旦纪古地磁学研究[J]. 新疆地质,7(3):38-87

黎彤. 1976.化学元素的地球丰度[J].地球化学, 167一174.

刘楚雄等. 2004.塔里木北缘及邻区海西期碱性岩岩石[J]. 新疆地质, 22(1):43-50

刘德权等. 1992.新疆北部古生代地壳演化及成矿系列矿床地质.11(4):307~314

刘家军等. 2002.新疆萨瓦亚尔顿金矿床成矿特征及其与穆龙套型金矿床的异同性[J]. 矿物 学 报, 22(1): 54-61

刘月星等.1998.中国铜镍硫化物矿床类型及控矿条件[J].Mineral Resources and Geology, 2(12):86-90

毛景文等,2002.新疆黄山东铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定及其地球动力学意义[J],矿床地质,21(4):323-330

毛景文, Franco Pirajno, 张作衡等. 2006. 天山一阿尔泰东部地区海西晚期后碰撞铜镍硫化物矿床：主要特点及可能与地幔柱的关系[J].地质学报, 80(7):925－942.

慕纪录. 1996.新疆哈密黄山铜镍矿床中浅富矿特征及形成机制[J].矿物岩石, 16(1):58－67.

倪守斌, 满发胜, 陈江锋. 1995.西天山琼阿乌孜基性岩体的稀土元素和 Sr、Nd 同位素研究[J].岩石学报,11 (1), 65-70.

倪守斌, 满发胜, 陈江锋. 1994. 新疆菁布拉克基性超基性岩带的 Sm－Nd 同位素年龄[J]. 岩石矿物学杂志, 13(9):227－231.

倪守斌, 陈江锋, 满发胜等. 1998.伊宁板块南北缘沉积（变质）岩钕同位素组成及大地构造意义[J].中国科学技术大学学报,28(3)：338-341

倪志耀. 1992.新疆哈密黄山东镁铁-超镁铁杂岩体成因探讨.西北地质, 13(2):9-16

潘小菲, 刘伟. 2005.东天山香山镁铁一超镁铁岩中富 CH4 流体包裹体的特征及其意义[J]. 岩石学报, 21(1):211－218.

冉红彦等.1994.喀拉通克含矿岩体的微量元素及成岩构造环境[J]. 地球化学, 23(4)：392－401.

舒良树,郭召杰,朱文斌. 2004.天山地区碰撞后造山与盆地演化[J].高校地质学报,10(3):393-404

唐红松,刘月星. 1998.我国铜镍硫化物矿床的稀土元素地球化学特征[J].矿产与地质, 12(66):225－229.

童英,王涛,洪大卫等. 2006.中国阿尔泰造山带花岗岩 Pb 同位素组成特征:幔源成因佐证及陆壳生长意义[J].地质学报,80(4):517-528

涂光炽, 王中刚, 成守德等. 1990.新疆北部主要矿产成矿规律及找矿方向的研究[R].新疆维吾尔自治区人民政府 305 项目办公室

王博等. 2006.新疆伊犁北部石炭纪火山岩地球化学特征及其地质意义[J].中国地质,33(3):498-508

王超.2006.西南天山地质岩石地球化学、年代学及其地质意义(博士论文)

王登红,陈毓川,徐志刚等. 2000.新疆北部 Cu-Ni-(PGE)硫化物矿床成矿系列探讨[J]. 矿床地质, 19(2):147-156.王宏等.2003.新疆查汗萨拉锑矿床地球化学特征[J].西北地质,36(2):66-71

王润民等. 1987.新疆哈密土墩一黄山一带铜镍硫化物矿床成矿控制条件及找矿研究[M],7

王润民等. 1991.新疆喀拉通克一号铜镍硫化物矿床[M]. 北京:北京科学技术出版社,1－

319

王玉往，王京彬，王莉娟等. 2004.新疆哈密黄山地区铜镍硫化物矿床的稀土元素特征[J].岩石学报, 20(4):935-948.

王中刚. 1994.新疆北部花岗岩类成因类型及其与成矿的关系[J].新疆地质,12(1):9-15一100.

王作勋,邬继易,吕喜期. 1990.天山多旋回构造演化与成矿[M]. 北京:科学出版社, 83

吴华,李华芹,莫新华等. 2005.新疆哈密白石泉铜镍矿区基性一超基性岩的形成时代及其地质意义[J].地质学报,79(4):498-502

夏林圻,张国伟,夏祖春等. 2002.天山古生代洋盆开启、闭合时限的岩石学约束[J]. 地质通报, 21 (2):55－62.

夏祖春等. 2005.天山石炭- 二叠纪后碰撞花岗质岩石地球化学研究[J].38(1):1-14.

肖序常,汤跃庆,李锦轶等. 1990.试论新疆北部大地构造演化.新疆地质科学,北京:地质出版社,47-68

肖序常,汤耀庆等.1991.古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化.科学技术出版社:北京,1-29

熊小林等. 2001.兴蒙造山带西天山阿吾拉勒埃达克质岩石成因:Nd 和 Sr 同位素组成的限制[J].岩石学报, 17(4):514-522;

许亚军，杜远生、杨江海. 2007.沉积物物源分析研究进展[J]. 地质科技情报. 26(3):23-32

杨炳滨. 1994.新疆北部岩浆型铜镍硫化物矿床控矿因素的研究[J]. 矿产与地质,5(8):330-333

杨富全,叶庆同,傅杰等.1999.新疆西南天山金矿分布类型和成矿条件[J].新疆地质,17(2):129-136

杨富全,王立本,叶锦华等新疆霍什布拉克地区花岗岩锆石 U-Pb 年龄[J].中国区域地质,2001,20(3):267-273

杨富全,王立本,王义天等. 2004.西南天山金锑成矿带成矿远景[J].成都理工大学学报:自然科学版,31(4): 338-344

杨富全等.2005.新疆西南天山萨瓦亚尔顿金矿床地质特征及成矿作用[J].矿床地质，24(3):206-227

杨天南,李锦轶,孙桂华等.2006.中天山早泥盆世陆弧：来自花岗质糜棱岩地球化学及SHRIMPU-Pb 定年的证据[J].岩石学报, 22(1):41-48

张传恒,周洪瑞,刘本培等.2002.南天山造山带中古生界构造地层研究新进展.地质论评,48(1):9-14

张传恒,杜维良,刘典波等. 2006.塔里木北部周缘前陆盆地早二叠世快速迁移与沉积相突

变一俯冲板块拆沉的响应[J]. 80(6):785-791

张招崇等.2003 新疆喀拉通克基性杂岩体的地球化学特征及其对矿床成因的约束[J].岩石矿物学杂志, 22(3):217－224.

张增杰,陈衍景,陈华勇等. 2003.天山海西期不同类型花岗岩类岩石化学特征及其地球动力学意义.矿物岩石,23(1):15-24

张作衡,柴凤梅,杜安道等. 2005.新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床 Re－Os 同位素测年及成矿物质来源示踪.岩石矿物学杂志[J], 24(4):285-293.

张作衡等. 2006.西天山菁布拉克基性杂岩体的地球化学特征[J].地质学报, 80(7):1005－1016.

赵仁夫,杨建国,姚文光等. 2002.新疆西南天山成矿地质背景及找矿潜力分析[J].西北地质, 36(4):3-10

赵仁夫,程晓红,王庆明等.2006.西天山-西南天山成矿带勘查新发现及成矿远景[J]. 西北地质,39(2):34-56

赵仁夫等. 2002.西南天山成矿地质背景研究及找矿潜力评价[J]. 35(4):101-121

赵振华,白正华,熊小林等. 2003.西天山北部晚古生代火山-浅侵位岩浆岩 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素定年[J].地球化学,32(4):317-327

郑明华.2002.西南天山萨瓦亚尔顿金矿床成矿地球化学特征[J].矿物岩石地球化学通报. 19(4):226-227;

周泰禧等. 2000.天山托木尔峰花岗质岩石的同位素地球化学特征[J],岩石学报,16(2):153-160;

周泰禧等. 1996.新疆阿拉套山花岗岩类高 εNd 值的成因探讨[J].地质科学, 31(1):72-78;

朱志新等. 2006.新疆伊犁地块南缘志留纪和泥盆纪花岗质侵入体-HRIMP 定年及其形成时构造背景[J].岩石学报,22(5)1193-1200