目　录

阿--阿断面与西夏克拉通 ……
…… 袁学诚、左愚、徐新忠、朱介寿、张朝文、李立、赵子言、金昕(1)
关于准噶尔盆地基底性质的探讨 …… 周玉泉(19)
新疆库鲁克塔格地区早元古代花岗岩与成矿关系研究 …… 杨天奇(29)
东天山火山型铁矿床的产出特征及成矿机制 …… 何大伦、周济元、茅燕石(41)
喀拉通克铜镍硫化物矿区1号矿床构造特征 …… 黄继钧(54)
新疆北部区域地球化学景观类型及勘查方法技术 …… 杜佩轩(70)
萨惹什克锡矿床成因矿物学初步研究 …… 沈湘元、毕承思、徐庆生(77)
新疆西准噶尔与蛇绿岩相关的铬铁矿和金矿床的成矿模式 ……
…… 张弛、边千韬、王广瑞、张林、张炳文(94)
贝勒库都克锡矿带同位素地质学研究 …… 毕承思、沈湘元、徐庆生(106)
贝勒库都克锡矿带成矿气液包裹体特征及其在矿床远景评价中的应用 ……
…… 徐庆生、毕承思、沈湘元(120)
新疆东准噶尔西部含锡花岗岩带的同位素地球化学研究 …… 卢秋霞、刘显凡(132)
新疆北部勘查地球化学系列丰度值——岩石测量 …… 杜佩轩(144)

Contents

Altay—Altun Transect and West China Craton ……
…… *Yuan Xuecheng*, *Zuo Yu*, *Xu Xinzhong*, *Zhu Jieshou*, *Zhang Chaowen*, *Li Li*, *Zhuao Ziyan* and *Jin Xin*(1)
Discussion on the Basement Property of Junggar Basin …… *Zhou Yuquan*(19)
Petrogenetic Model and Metallogenesis of the Blue Quartz Monzonitic Granite of the Early Proterozoic in Kurukertag Area, Xinjiang …… *Yang Tianqi*(29)
Occurrence and Metallogenic Mechanism of Volcanic—type Iron Deposits in Eastern Tianshan Mountain …… *He Dalun*, *Zhou Jiyuan* and *Mao Yanshi*(41)
Structure Features of No. 1 Deposit of Karatungk Cu-Ni Sulfide Ore District ……
…… *Huang Jijun*(54)
Regional Geological Landscape Types and Their Prospecting Techniques in Northern Xinjiang Uygur Autonomous Region …… *Du Peixuan*(70)
Minerageny of the Sareshik Tin Deposit ……
…… *Shen Xiangyuan*, *Bi Chengsi* and *Xu Qingsheng*(77)
Model of Mineralization of the Chromite and Gold Within the Ophiolite in Western Junggar, Xinjiang ……
…… *Zhang Chi*, *Bian Qiantao*, *Wang Guanrui*, *Zhang Lin* and *Zhang Bingwen*(94)
Isotope Geology of the Beilekuduk Tin Metallogenic Belt in Xinjiang ……
…… *Bi Chengsi*, *Shen Xiangyuan* and *Xu Qingsheng*(106)
The Features of Mineralizing Fluid Inclusions in the Beilekuduk Tin Zone and Their Application in the Evaluation of Ore Potential ……
…… *Xu Qingsheng*, *Bi Chengsi* and *Shen Xiangyuan*(120)
Isotope Geochemical Studies on Tin—bearing Granite Rock Belt in West Part of Eastern Junggar, Xinjiang …… *Lu Qiuxia* and *Liu Xianfan*(132)
Geochemical Prospecting Series Abundance Values in Northern Xinjiang Uygur Autonomous Region—Geochemical Rock Survey …… *Du Peixuan*(144)

阿—阿断面与西夏克拉通

袁学诚　　左　愚　徐新忠　　朱介寿　张朝文

（中国地质勘查技术院）　（地矿部第二综合物探大队）　（成都地质学院）

李　立　赵子言　　金　昕

（地矿部勘查地球物理勘查地球化学研究所）　（地矿部四川地矿局应用地球物理研究所）

一、引　　言

阿—阿断面是可可托海—阿克塞地学断面的简称，它从阿尔泰出发，终止于阿尔金山，是由国家305项目与地矿部在“七五”期间合作完成的。断面全长1170km(图1)。它向东南与地矿部中国地质勘查技术院在“七五”期间完成的阿克塞—台湾地学断面相连接，成为西北到东南斜穿中国的一条统一的地球物理测深断面。

根据不同的地质特征和地貌条件，可以将阿—阿断面所穿越的地域，分为4个地区。最北端是阿尔泰地区；位于中部的为准噶尔盆地及其东西界山；南部为塔里木盆地的东缘；在准噶尔盆地与塔里木盆地之间是雄伟的天山，它呈东西走向，向西一直延伸到独联体境内。

断面穿越的东天山又可以分为3段。它的中部是东西长250km，南北宽75km的吐鲁番-哈密盆地(简称吐哈盆地，下同)。盆地的北界为博格达山，南界为觉罗塔格山。博格达山是海拔3500…5000m的高山，觉罗塔格山为低山，高度一般在1500m以下。

在以往的文献中，大都将阿尔泰划归西伯利亚板块，将塔里木地块与中朝地块划归为一个板块，即是塔里木-中朝板块。而将准噶尔和哈萨克斯坦划为一个板块，称为准噶尔-哈萨克斯坦板块。准噶尔-哈萨克斯坦板块与西伯利亚板块的分界线为克拉麦里-额尔齐斯缝合线(图1)。准噶尔-哈萨克斯坦板块与塔里木-中朝板块之间的分界线为南天山断裂(李春昱等，1983)[1]。李春昱等并认为准噶尔-哈萨克斯坦板块缺乏最老的古陆核心，它只是由几个不大的中间地块及若干不同走向的古生代地槽褶皱带构成。

肖序常等最近对新疆北部的研究结果，又将新疆北部大地构造的认识推进了一大步。他们认为，新疆北部显生宙以来的大地构造演化，是在震旦纪形成的新疆古克拉通经过不同时期的分裂、聚合、俯冲、碰撞及褶皱成山的过程，导致该区大地构造格局以微陆块和不同时期的褶皱带镶嵌为主要特点。并提出新疆克拉通不同时期的分裂主要是陆壳的有限拉张，形成小洋盆间夹微陆块的构造格局，不存在广阔深邃的浩瀚大洋(肖序常等，1990)[2]。

本文在介绍深部调查成果的基础上结合区域地球物理资料，提出准噶尔是一个有太古宙陆核的古老陆块，在地壳演化的早期，它和塔里木、哈萨克斯坦同属一个古陆，我们称之为西夏克拉通。西夏克拉通与中朝克拉通在地壳演化的早期不连，而是存在于中亚的孤立陆块。根据深部调查结果，我们研究了古缝合带，上地幔的不均匀性，以及西夏克拉通的演化，提出了一个与 Wilson 旋回不同的西夏克拉通演化模型。我们认为西夏克拉通古生代发生的复杂的地壳块体的分裂与聚合，只发生在中上地壳，中上地壳分裂形成不同规模的地体，在塑性的下地壳上运动，导致陆表海盆的拉开与关闭。

由于伊犁地块在构造上要更多的联系到哈萨克斯坦，而我们的工作主要在东部。所以在文中，未涉及伊犁地块。

二、阿—阿断面及其地球物理特征

1. 阿—阿断面的地球物理工作

断面从可可托海到木垒区段，呈南北走向，处在阿尔泰与东准噶尔区域。木垒到红柳园，向东南方向斜穿天山。红柳园到阿克塞又转为南北方向通过塔里木地块的东缘。

整条断面的地学工作包括地表地质、爆破地震测深、大地电磁测深、地磁差分测深、地热流测量、重力和磁测工作。

爆破地震共设置炮点 12 个，由北往南依次为可可托海(KTH)、二台(ERT)、库布苏(KBS)、将军庙(JJM)、双涝坝(SLB，在木垒邻近)、七角井(QJJ)、三道岭(SDL)、大泉湾(DQW)、苦水(KUS)、红柳园(HLY)、敦煌(DUH)、阿克塞(AKS)，炮距 63—125km，平均观测点点距为 2km，全部采用三分量地震仪记录相互垂直的三个地震波分量。断面的北段、中段和南段都形成相遇与追逐相结合的完整观测系统。

大地电磁测深自可可托海到阿克塞共布置测深点 55 个。其中可可托海至红柳园布置测深点 50 个，平均点距 20km。敦煌至明水布置测深点 5 个。

地磁差分测深全测线布置测站 16 个，共利用 13 次磁爆事件或磁爆事件子样，获得的磁爆变化幅度一般在 100nT，扰动事件的主要周期成分的幅值均大于 25nT。

大地电热测量共获得 11 个钻孔的地温资料。

因此，阿—阿断面是穿越东疆的一条多学科、多方法、高质量的深部断面。对于研究我国西北地区的基础地质具有重要意义。

2. 阿—阿断面的速度结构

为方便计，我们将阿—阿断面按北段、中段和南段分别绘制成三张图，展示出地球物理调查结果及其地球物理和地质解释(图 2，图 3，图 4)。

阿—阿断面地壳速度结构的基本特征如下：

(1)地壳速度结构纵向分层，横向分块，变化复杂。

(2)莫氏面平均深度约为 50km，沿断面起伏较大，可从 44km 变化到 57km。库布苏深 45—47km，哈密深 44km，为莫氏面上隆地区。七角井深约 53km，阿克塞深度大于 56km，均为莫氏面下凹地区。总的趋势是北部较浅，向南加深。

(3)沿断面莫氏面的反射波清晰程度不同。在木垒以北和三道岭(SDL)以南，莫氏面有

本文在介绍深部调查成果的基础上结合区域地球物理资料，提出准噶尔是一个有太古宙陆核的古老陆块，在地壳演化的早期，它和塔里木、哈萨克斯坦同属一个古陆，我们称之为西夏克拉通。西夏克拉通与中朝克拉通在地壳演化的早期不连，而是存在于中亚的孤立陆块。根据深部调查结果，我们研究了古缝合带，上地幔的不均匀性，以及西夏克拉通的演化，提出了一个与 Wilson 旋回不同的西夏克拉通演化模型。我们认为西夏克拉通古生代发生的复杂的地壳块体的分裂与聚合，只发生在中上地壳，中上地壳分裂形成不同规模的地体，在塑性的下地壳上运动，导致陆表海盆的拉开与关闭。

由于伊犁地块在构造上要更多的联系到哈萨克斯坦，而我们的工作主要在东部。所以在文中，未涉及伊犁地块。

二、阿—阿断面及其地球物理特征

1. 阿—阿断面的地球物理工作

断面从可可托海到木垒区段，呈南北走向，处在阿尔泰与东准噶尔区域。木垒到红柳园，向东南方向斜穿天山。红柳园到阿克塞又转为南北方向通过塔里木地块的东缘。

整条断面的地学工作包括地表地质、爆破地震测深、大地电磁测深、地磁差分测深、地热流测量、重力和磁测工作。

爆破地震共设置炮点 12 个，由北往南依次为可可托海(KTH)、二台(ERT)、库布苏(KBS)、将军庙(JJM)、双涝坝(SLB，在木垒邻近)、七角井(QJJ)、三道岭(SDL)、大泉湾(DQW)、苦水(KUS)、红柳园(HLY)、敦煌(DUH)、阿克塞(AKS)，炮距 63—125km，平均观测点点距为 2km，全部采用三分量地震仪记录相互垂直的三个地震波分量。断面的北段、中段和南段都形成相遇与追逐相结合的完整观测系统。

大地电磁测深自可可托海到阿克塞共布置测深点 55 个。其中可可托海至红柳园布置测深点 50 个，平均点距 20km。敦煌至明水布置测深点 5 个。

地磁差分测深全测线布置测站 16 个，共利用 13 次磁爆事件或磁爆事件子样，获得的磁爆变化幅度一般在 100nT，扰动事件的主要周期成分的幅值均大于 25nT。

大地电热测量共获得 11 个钻孔的地温资料。

因此，阿—阿断面是穿越东疆的一条多学科、多方法、高质量的深部断面。对于研究我国西北地区的基础地质具有重要意义。

2. 阿—阿断面的速度结构

为方便计，我们将阿—阿断面按北段、中段和南段分别绘制成三张图，展示出地球物理调查结果及其地球物理和地质解释(图 2，图 3，图 4)。

阿—阿断面地壳速度结构的基本特征如下：

(1)地壳速度结构纵向分层，横向分块，变化复杂。

(2)莫氏面平均深度约为 50km，沿断面起伏较大，可从 44km 变化到 57km。库布苏深 45—47km，哈密深 44km，为莫氏面上隆地区。七角井深约 53km，阿克塞深度大于 56km，均为莫氏面下凹地区。总的趋势是北部较浅，向南加深。

(3)沿断面莫氏面的反射波清晰程度不同。在木垒以北和三道岭(SDL)以南，莫氏面有

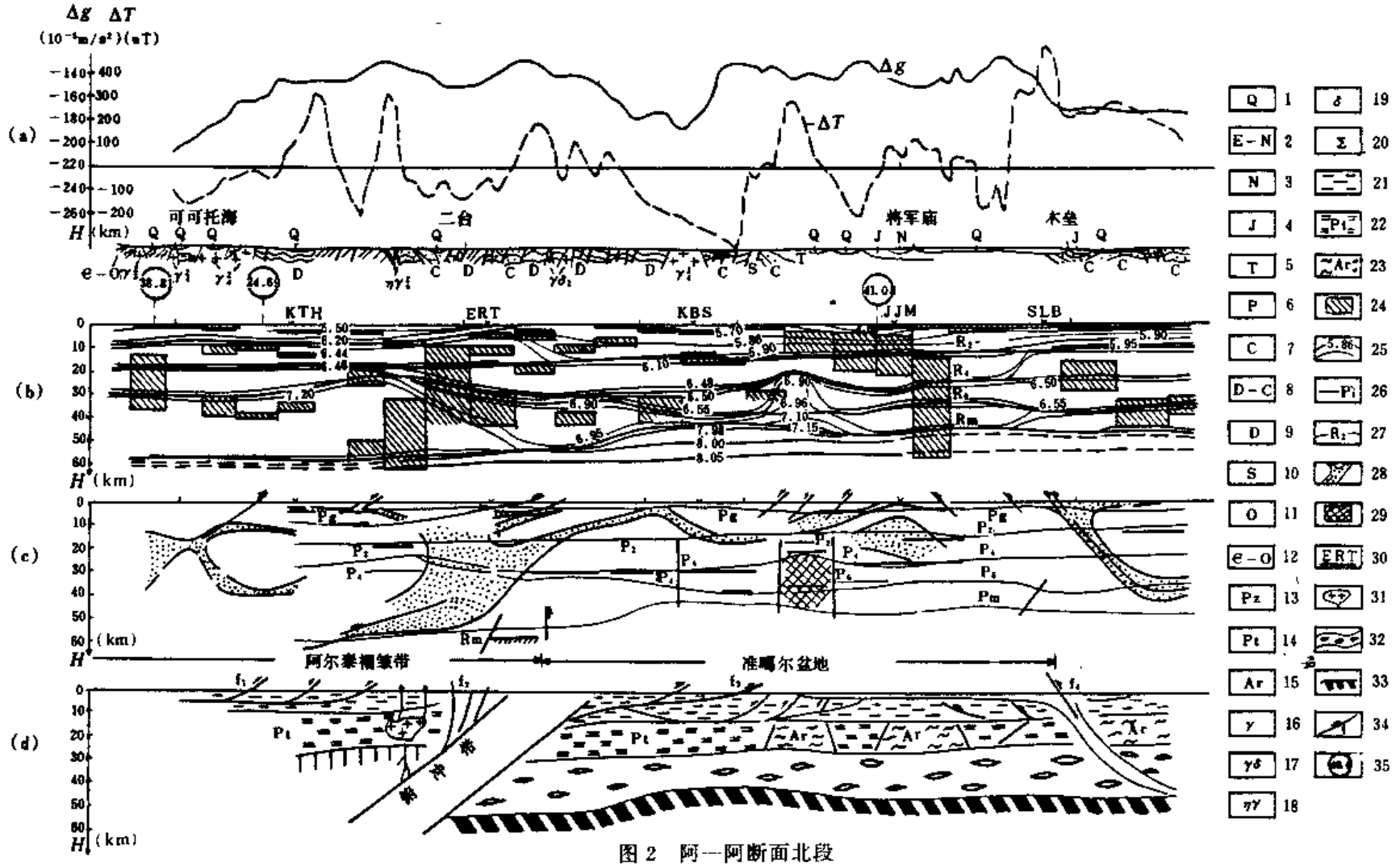


图 2　阿—阿断面北段

Fig. 2　North Segment of Altay—Altun Transect

(a)—航磁、重力及地质剖面；(b)—二维地震测深速度剖面，大地电磁法推断相对低阻层及地热流；(c)—地球物理格架断面；(d)—地质解释断面

1—第四系；2—新第三系—老第三系；3—新第三系；4—侏罗系；5—三叠系；6—二叠系；7—石炭系；8—泥盆石炭系；9—泥盆系；10—志留系；11—奥陶系；12—寒武—中奥陶系；13—古生界；14—元古宙；15—太古宙；16—花岗岩；17 花岗闪长岩；18—二长花岗岩；19—闪长岩；20—超基性岩；21—古生代；22—元古宇；23—太古宇；24—低阻层；25—等速线；26—反射段；27—地震分层界线；28—推断低阻带；29—高速块体；30—炮点；31—岩浆侵入体；32—下地壳及铁镁质块体；33—莫氏面；34—断层；35—热流值

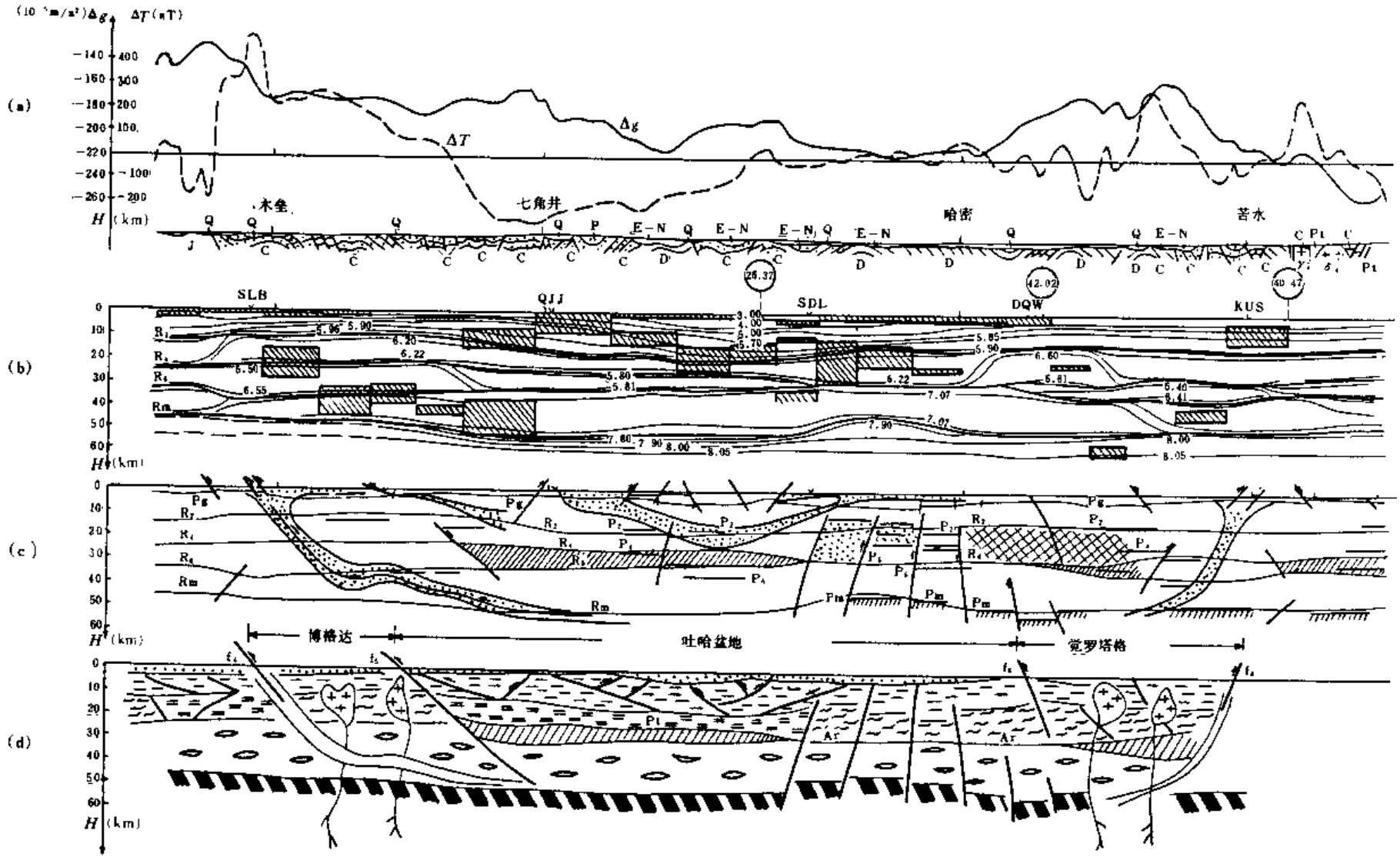


图 3　阿　阿断面中段

(图例同图 2)

Fig. 3　Middle Segment of Altay- Altun Transect(Lengends are after Fig. 2)

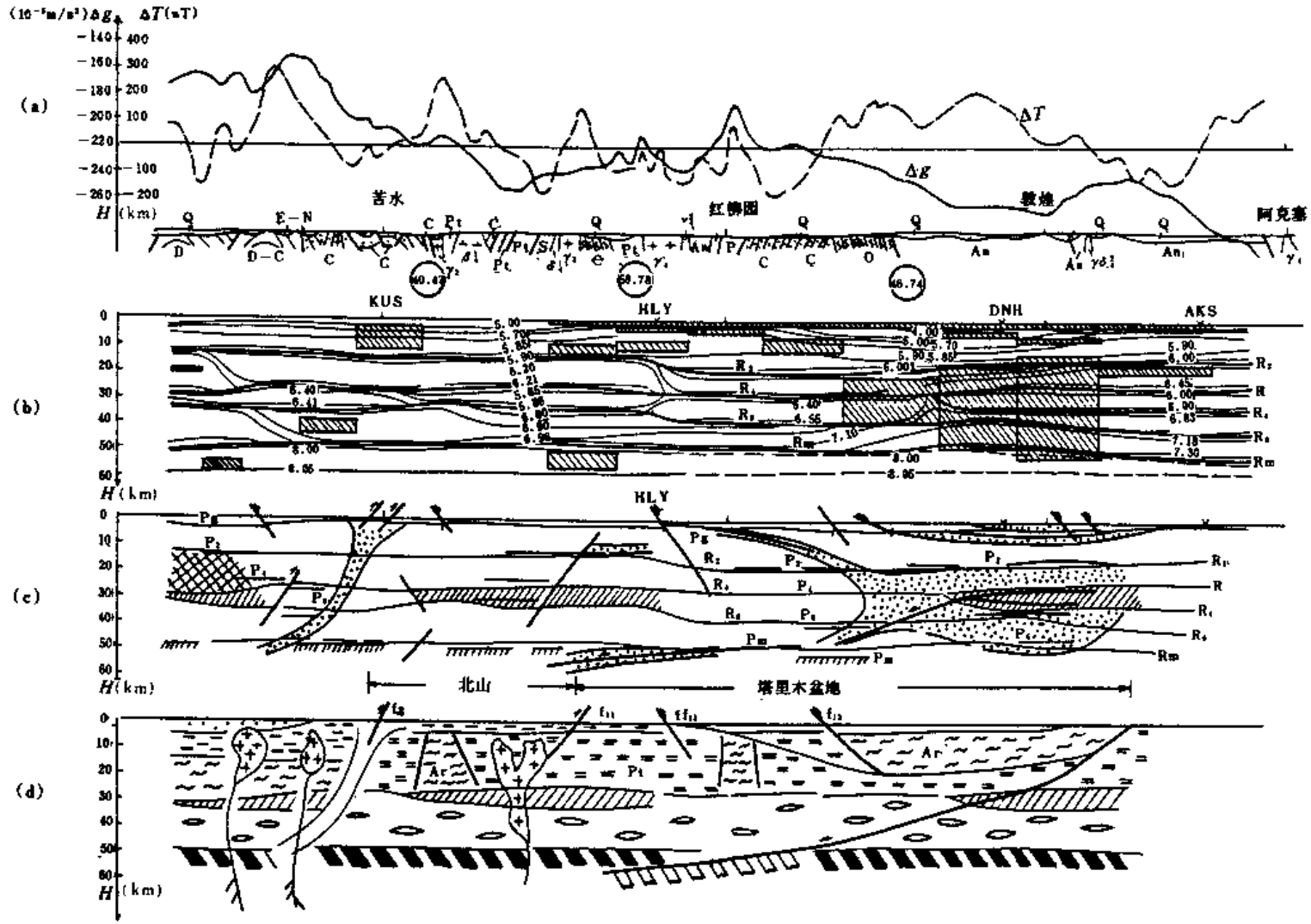


图 4　阿-阿断面南段

(图例同图 2)

Fig. 4　South Segment of Altay—Altun Transect (Legends are after Fig. 2)

明显的 P_m 震相，木垒至三道岭，亦即北天山下方，没有明显的 P_m 震相，莫氏面反射不清晰。

(4)上地幔顶部纵波速度为 7.9—7.98km/s，横波波速为 4.2km/s。但在苦水—红柳园之间和北天山，纵波速度降至 7.7km/s 甚至更小。在红柳园以南没有记录到 P_m 震相。

(5)地壳平均速度为 6.30 -6.37km/s(纵波)和 3.60km/s(横波)，在可可托海至七角井(阿尔泰及东准噶尔)，地壳纵波平均速度为 6.30--6.37km/s，横波的平均速度为 3.60km/s 左右；七角井与苦水之间(天山)，纵波平均速度为 6.39—6.52km/s，横波平均速度为 3.56--3.72km/s；苦水以南(塔里木东缘)，纵波平均速度为 6.33--6.37km/s，横波的平均速度约为 3.68—3.69km/s。在整条阿—阿断面自地表至地下 30km 左右的深度范围之内，纵波速度小于 6.30km/s，平均速度值在 6.10km/s 左右，横波速度一般小于 3.65km/s，平均约 3.42km/s。

(6)在可可托海到二台之间的深度在 17--29km 处，存在一个高速块体，纵波速度 7.31km/s，横波速度为 4.39km/s。在库布苏与将军庙之间(克拉麦里断裂南侧)在深度为 21—26km 处，存在一个高速体，纵波速度 7.3km/s，横波速度为 3.97km/s。在大泉湾与苦水之间，苦水炮点往北的记录上，在深 13--24km 处，发现有高速体，纵波速度达 7.0km/s。

(7)在库布苏至将军庙深度为 15.5--21km 范围内，存在一纵波波速为 5.32km/s，横波波速为 3.40km/s 的低速层。在七角井与三道岭之间，深度为 24 36km 处，发现有低速层，纵波速度 5.67—5.86km/s，横波速度为 3.24km/s。在苦水与红柳园之间，苦水炮点往北的记录上，以及苦水与红柳园之间，在苦水炮点往南的记录上，均发现存在低速层，深度约为 23—32km，纵波速度为 5.63km/s，横波速度为 3.44km/s。在敦煌与阿克塞之间，也存在低速层，深度在 30- 35km，纵横波速度分别为 5.37km/s 和 3.51km/s。在红柳园炮点往南的记录上，在深 17.5--27.5km 的范围内，有一横波低速层，速度为 3.38km/s，但未发现纵波低速层。

(8)根据莫氏面反射波 P_m 及 S_m 计算出来的地壳速度比($K=V_p/V_s$)，在阿尔泰及吐哈盆地(三道岭—大泉湾)均为高值，在阿尔泰达 1.774，吐哈盆地达 1.776；库布苏--将军庙以及苦水—红柳园次之，均为 1.754；将军庙—三道岭和红柳园--阿克塞的最低，分别为 1.745 和 1.744。

(9)相对于南北两侧，位于测线中部的天山段能量衰减快，频率低，地壳中部反射波认辨困难。

(10)莫氏面存在较多断裂。

按地壳速度结构的不同，我们将全断面归纳为 5 个模型，即是阿尔泰，东准噶尔，北部天山，吐哈盆地(南部天山)和塔里木东缘(图 5)。

天山南北部的地壳结构基本相似。地壳可以分为上、中、下三部分。上地壳的纵波速度约为 5.8km/s，中地壳速度 6.20—6.24km/s，下地壳速度 6.91—6.92km/s。它们之间的差异是吐哈盆地的莫氏面上隆，而北天山下凹，在中地壳的底部北天山出现一层低速层，速度值为 5.86km/s。北天山的莫氏面反射震相不清晰，并且上地幔顶部速度较低。

东准噶尔和塔里木东缘的地壳结构基本相似。在下地壳内还可以追踪到一个震相，将下地壳分为上下两部。我们将在东准噶尔的库布苏、将军庙和双涝坝炮点获得的相似速度剖面平均后，得到一个综合的速度模型，作为东准噶尔速度剖面，在塔里木东缘的红柳园炮点和苦水炮点得到的速度剖面彼此也非常相似，我们将这二个炮点的速度剖面平均后，所得到的

综合速度模型，作为塔里木东缘的速度剖面(图 5)。

东准噶尔、塔里木东缘的速度模型与天山速度模型相比，其最大差别在于下地壳。东准噶尔和塔里木东缘下地壳可分为两层，但在天山地区只能划分出一层。如果按公式 $V=\sum h_i/\sum h_i/V_i$ 计算出下地壳平均速度 $\bar{V}$，则东准噶尔的下地壳平均速度为 $\bar{V}=6.75$km/s，而塔里木东缘的下地壳平均速度为 $\bar{V}=6.84$km/s。比天山地区的下地壳速度略低，但可以看作基本近似。

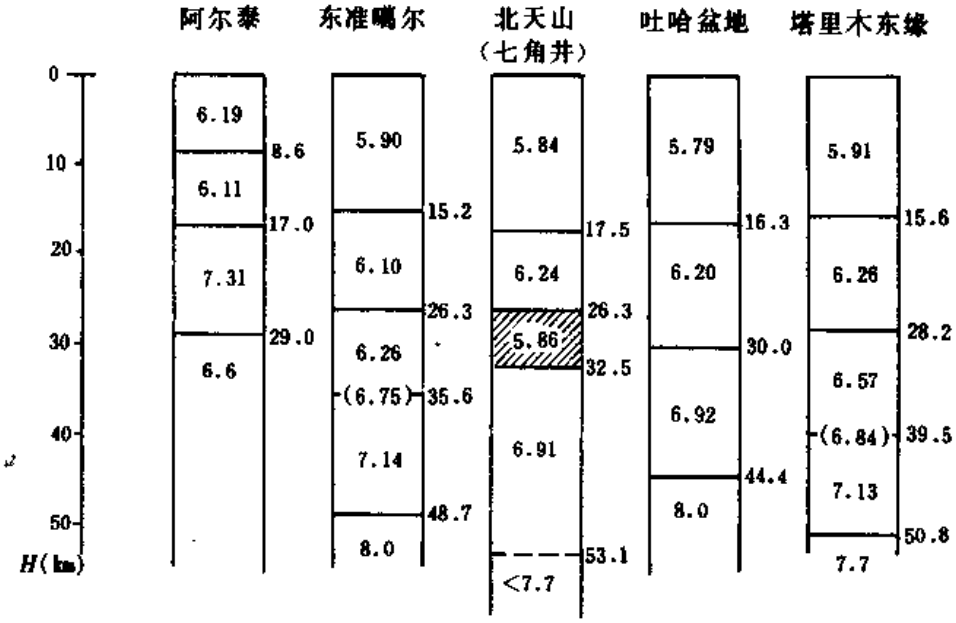


图 5　阿一阿断面分区速度剖面图

Fig. 5　Divisional seismic speed profiles of Altay－Alrun Transect

(在东准噶尔深 35.6km 和塔里木东缘深 39.5km 处，括号内的数字为下地壳平均速度)

如果将北天山的中地壳的速度为 6.24km/s 的速度层和低速层合并为一层，则得到中地壳的平均速度为 6.07km/s，比其他地区的中地壳速度略低，但也是近似的。

为了得到一个概念模型，将东准噶尔、天山和塔里木东缘的速度结构进行平均，可以得到新疆地区的速度概念模型如下(图 6)

上地壳：$V_p=5.86$km/s；　$H=0$—16.2km

中地壳：$V_p=6.16$km/s；　$H=16.2$—29.3km

下地壳：$V_p=6.86$km/s；　$H=29.3$—49.3km

上地幔顶部：$V_p=7.7$—8.0km/s

阿尔泰地区的速度结构与断面上其它地区的截然不同，可以分为 4 层。最上部是一个由北而南的推覆体，也是全断面绝无仅有的一个地表高速层，速度达 6.19km/s，深度自地表至 8.6km。第二层的深度为 8.6—17km，速度为 6.11km/s。第三层速度为 7.31km/s 的高速层，深度为 17.0—29km。第四层速度为 6.6km/s。

3. 阿一阿断面的电性结构

电性结构采用两种不同的表示方法

在图 2—图 4 的(b)中显示出相对于上下地层来说是低阻的层位，而不管该层的电阻率

数值是多少。

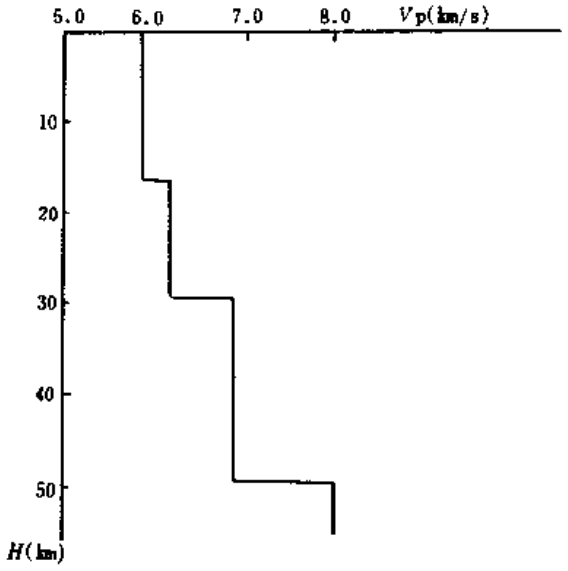


图 6　东疆地壳综合速度剖面模型

Fig. 6　Comprehensive speed profile model of Dongjiang earth crust

图 7 是一张按电阻率数值大小勾划的电性结构图。为了解释的可靠性，我们只考虑组成岩石圈的岩石电阻率有数量级差异的划分，将电阻率分布划分为等于或小于几个欧姆米，几十欧姆米，几百欧姆米，几千欧姆米，以及等于或大于几万欧姆米等 5 个档级，来研究它们分布的规律性。

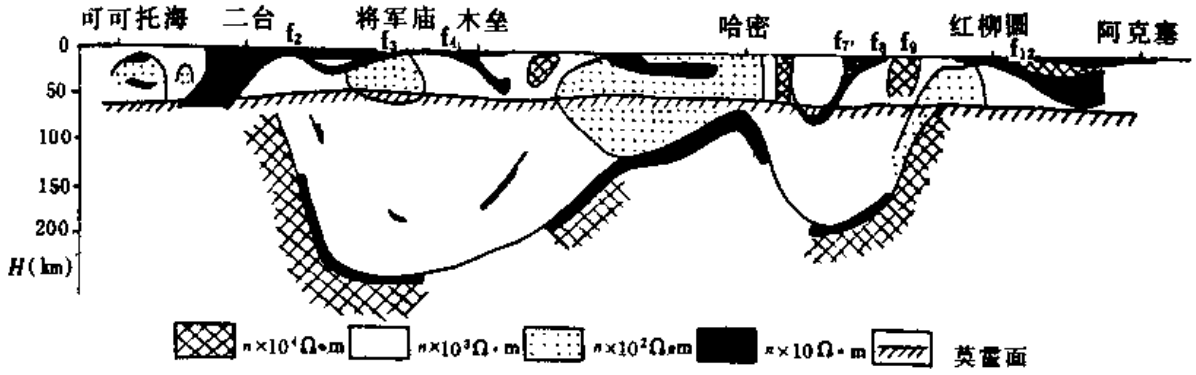


图 7　阿—阿断面电性断面图

Fig. 7　Electrical profile of Altay　Altun Transect

阿—阿断面的电性结构具有以下明显的特征：

(1)整条断面的电阻率较高，绝大多数地区的电阻率为数千欧姆米。

(2)地壳内电阻率为数百欧姆米的地区有可可托海、将军庙、吐哈盆地和红柳园。

(3)在地壳内存在的近地表倾斜低阻带，与地表出现大断裂位置相对应。如阿尔曼太断裂(图 2 中二台下方)，乌鲁木齐断裂(图 2、3 中木垒下方)，吐哈盆地北缘断裂(图 3 中七角井下方)，吐哈盆地南缘断裂(图 3 中哈密与星星峡之间)，花牛山断裂(图 4 中红柳园与阿克塞之间)。

(4)随着深度的增大，上地幔电阻率值不减。在上地幔内有一个电阻率为数万欧姆米的

高阻"底",形成三隆二凹。在二台、吐哈盆地及红柳园是高阻"底"隆升的地区。

(5)在上地幔内高阻"底"上方有一个近似连续出现的幔内低阻层,厚约 5km。在东准噶尔,比上述幔内低阻层略浅,还有一个断续出现的薄低阻层。

(6)在各不同区域,大地电磁测深曲线类型各不相同。阿尔泰地区为 HKH 型,东准噶尔为 HKHKH,北天山为 AKHKH 或 HKHKHK,吐哈盆地为 HKH 或 HKHKH,北山为 HKH 或 AH,敦煌为 HKH,阿尔金地区为 HKH。

(7)从地磁差分资料发现,可可托海至二台有一个高导电率异常带,宽约 20km,下延深度达 6km,长约 400km,其电阻率约 5Ω·m。

(8)地磁差分在北山发现的高导异常带宽约 110 余公里,走向东西,可能反映了一组互相平行的地壳弱化地带。

4.阿—阿断面的热结构

阿—阿断面测到的地表热流值 q_0,地壳热流值 q_c 及深部热流值 q_r,列表如下:

测定地点	q_0	q_c	q_r
额尔齐斯	24.69±0.68	6.54	18.15
哈拉通克	38.81±3.69	7.42	31.39
将军庙	41.08±1.85	12.35	28.73
南湖	42.04±1.44	13.77	27.28
黄山	40.47±1.57	5.06	35.41
星星峡 ZK202	63.03±2.74	28.25	33.75
星星峡 ZK1307	56.52±2.61	9.74	46.78
安西	46.74±3.01	23.85	22.83

地表热流值 q_0 是直接从钻孔测得的温度梯度和岩石热导率计算得到的。地壳热流是由地壳上部放射性元素富集层中放射性元素衰变所产生的热流。将地表热流值中减去地壳热流值,便得到不受地表放射性元素生热影响的深部热流值。

全断面热流最高的是北山,次之是阿尔泰。

三、西夏克拉通

1.地壳的性质

塔里木板块是大陆板块,形成于前震旦纪。但对准噶尔板块的地壳性质,在地学界长期存在分歧。在 60 年代以前,一个普遍的看法认为存在前寒武纪地块。70 年代前后,不少地质学家持否定有老地块存在的观点,认为准噶尔是中亚蒙古洋关闭后遗留下来的残留洋壳板块。1982 年所进行的航空磁测,发现在准噶尔盆地的腹地有一个强度很大的团块状异常,异常地质体的视磁化率达(12570—25140)×10^{-6}SI,应由前寒武系基底所引起(费鼎等,1987)[3]。但也有另一种解释,认为异常是由海洋拉斑玄武岩引起的,准噶尔盆地基底应具洋壳性质(江远达,1984)[4]。西准噶尔唐巴勒蛇绿岩基性熔岩的 REE 辨认图解,显示了该区具有洋中脊玄武岩特征(霍有光,1984;冯益民,1986)[5,6]。

根据深部地球物理结果，我们确信准噶尔及其东部界山是陆壳而不是洋壳。陆壳和洋壳的速度模型截然不同。

图 8 是大陆和大洋速度模型及其比较。陆壳可以分为 4 层，S 是表层疏松沉积，速度＜5.5km/s，上地壳速度 V_{P_1} ＝5.8—6.3km/s，中地壳速度 V_{P_2} ＝6.4—6.7km/s，下地壳速度 V_{P_3} ＝6.8—7.6km/s，上地幔顶部速度为 7.8—8.2km/s。陆表海可能缺失上地壳，它的速度剖面是在速度小于 5.5km/s 的地表疏松沉积层下，突然上升到 6.4km/s 或更大。一个洋壳，海水(速度约为 1.5km/s)下有一层未固结的沉积物，速度小于 2.7km/s，其下是火山沉积物，速度约等于 4km/s，再下面是基性和超基性岩，速度为 6.7—7.5km/s。因此，如果基底是古生代的洋壳，其上堆积中新生代陆相沉积，那么约在 10km 左右中新生代沉积物下，速度将从 6.0km/s 急增至 6.7—7.5km/s。

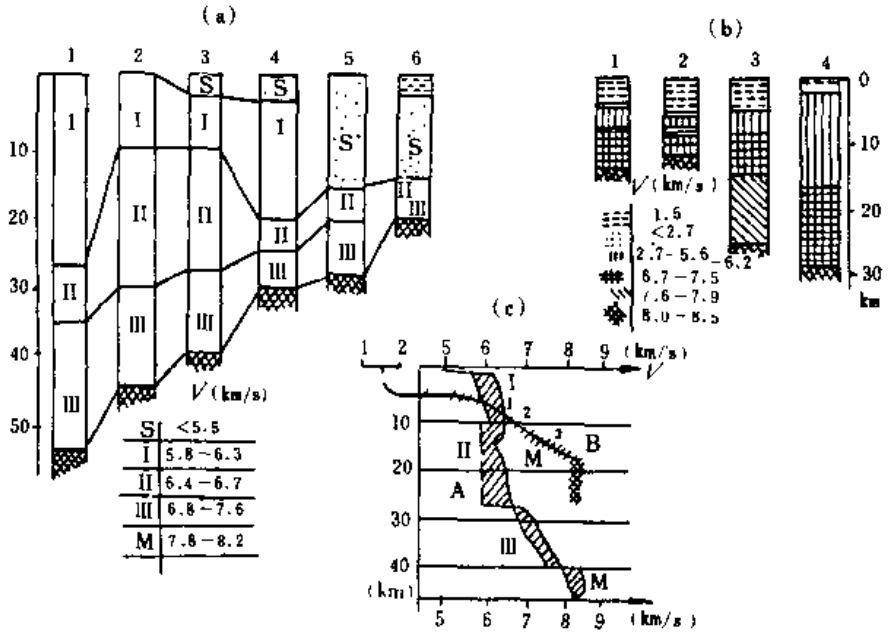


图 8　大陆和大洋的速度模型

Fig. 8　Seismic speed models of continental and oceanic crust

(a)大陆：1—造山带；2—地盾；3—老地台；4—年轻地台(西欧)；5—大陆深凹陷；6—内海；((b)大洋：1—边缘海；2—大洋盆地；3—被动洋隆；4—微大陆；(c)大陆典型速度模型 A 及大洋典型速度模型 B，图中Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ代表图(a)、(b)中速度分层编号

阿—阿断面的综合速度模型与图 8 所显示的陆壳结构相比，应属地盾、老地台或造山带。但各层速度都略低。根据上面我们所作的分析，从库布苏以南，不论是东准噶尔，北天山、吐哈盆地或是塔里木东缘，虽然地表地质极不相同，但它们具有相似的地壳速度结构。尤其是东准噶尔与塔里木东缘达到惊人的一致。无疑从深部结构来看，它们应属同一个大陆克拉通。北天山和天山的速度结构，除了有的地区出现或深或浅的低速层，但是它们的地壳基本结构也和东准噶尔或塔里木东缘相同，所以天山应该是一个陆内的造山带。

大陆的大地热流值与结构单元的地质年龄有关。前寒武纪地盾的热流值约 38mW/m^2，前寒武地台 44mW/m^2，加里东造山带 46mW/m^2，海西造山带约为 52mW/m^2，中生代造山带 59mW/m^2，第三纪造山带约为 73mW/m^2，第三纪火山岩地区约为 92mW/m^2(Polyak，1968)[7]。在东疆断面测得的 9 个热流值中，最高的是星星峡和安西，亦即北山裂谷带地区，

其他地区热流值大都与前寒武纪地盾的典型值相一致。

另一个应该考虑的问题是软流圈的存在与状态。通常认为，大陆岩石圈的厚度约为150—200km，大洋岩石圈厚度约为80km，其下是软流圈。大陆软流圈的粘滞度高于大洋软流圈，温度也要低得多，这种差异能稳定在几亿年，甚至几十亿年内(Jordan，1979)[8]。因此，如果北疆是一个古生代的洋壳，它必将保持有大洋软流圈，会在几十到一百多公里深度上发现它的存在，但根据大地电磁测深资料，在准噶尔200km深度以内，除了幔内有一个厚度仅数公里的低阻层而外，都是高阻分布区(图7)，这个低阻层恐难看作是软流圈。可能在准噶尔和塔里木都不存在软流圈，即或存在，深度要在200km以下。

因此，从各种深部地球物理资料来看，准噶尔及其东部界山的地壳性质和其结构都和塔里木一样，都是陆壳。

2. **西夏古陆**

准噶尔和塔里木都是陆壳。我们将进一步探讨它们形成的时代和所处的大陆构造位置。

对于研究前寒武纪陆块的分布，磁卫星异常是一份宝贵的资料。古老大陆地盾，俯冲带，海底高原产生大振幅磁卫星异常。而洋中脊，大的热点，大陆与大洋的分界线等并不能引起明显的卫星磁异常。

中国有两个卫星磁异常带，一个分布在东部，以华北和四川盆地为中心，呈北北东走向。我们认为它们是一个古老的地盾区，并称之为东亚古陆(袁学诚，1991)[9]。另一个即是包括塔里木、准噶尔和哈萨克斯坦在内的异常，我们称之为西夏古陆。图9画出这个异常的零值线，及3nT的异常等值线(为准确计，图9采用的卫星异常等值线是中科院地球物理所安振昌最近重新处理获取的)。零值线所包含的正异常区可以粗略地看作是古陆的范围。3nT异常等值线勾画出两个局部异常，一个为哈萨克斯坦，另一个包括塔里木盆地和准噶尔盆地。

东亚古陆和西夏古陆并不相连。

塔里木古陆通常认为形成于元古宙末的塔里木运动，这个运动使前震旦系地层褶皱变质，形成塔里木的基底(成守德等，1986，康玉柱，1986)[10,11]。在塔里木地区组成前寒武系的上元古代青白口系主要为浅海相的碳酸盐建造，中元古代蓟县系主要为大理岩，其下长城系为浅海相碎屑岩，下元古代兴地塔格群主要由变砂岩、石英岩、大理岩等组成。晚太古代托格拉布拉克杂岩为以长英质火山岩为主的变质岩。所有这些地层都是无磁性或弱磁性地层，都不足以引起强大的卫星磁异常。因此，塔里木盆地内还应存在一个以中基性杂岩组成的深变质太古宙地层。这个地层地表尚未发现。

航磁异常可用来准确地圈定太古宙陆核。根据1：1200万航磁图，塔里木盆地的太古宙陆核共有两个带。北带位于盆地中部，大致沿北纬40°分布，与塔里木盆地中央隆起带的位置相符；南带从和田，经且末、若羌，沿盆地南部分布。

在盆地的北部，分布一片负异常。地表出露元古宙大理岩、片岩、砂岩。推测这里的基底当属早元古代，与全球古陆形成的时期同步。据报道，现今的大陆90%都是在太古宙与元古宙之交形成的(Piper，1982；Brown and Mussett，1981；Tarling，1978；Dewey and Windley，1981)[12,13,14,15]。早元古代陆壳拼合成超大陆，大面积陆壳变得稳定，出现了形成地台型厚层沉积的条件。

以3nT强度圈定的卫星磁异常也覆盖了准噶尔，准噶尔一定有前寒武纪基底，并且这个基底也是由太古宙陆核与下元古代地层拼合而成的。从航磁异常来分析，准噶尔盆地内，

太古宙陆核的主体位于克拉玛依以东的盆地边缘，并沿乌鲁木齐、吐哈盆地南部延伸。无独有偶，准噶尔盆地和吐哈盆地的磁性太古宙陆核和塔里木盆地一样，都位于盆地的南部，盆地的北部都出现元古宙无磁性基底引起的宽广负磁异常。3 个盆地的这种在基底组成上的相似性，可能反映了在太古宙到元古宙陆壳形成时 3 个盆地演化具有相似的动力学背景条件。

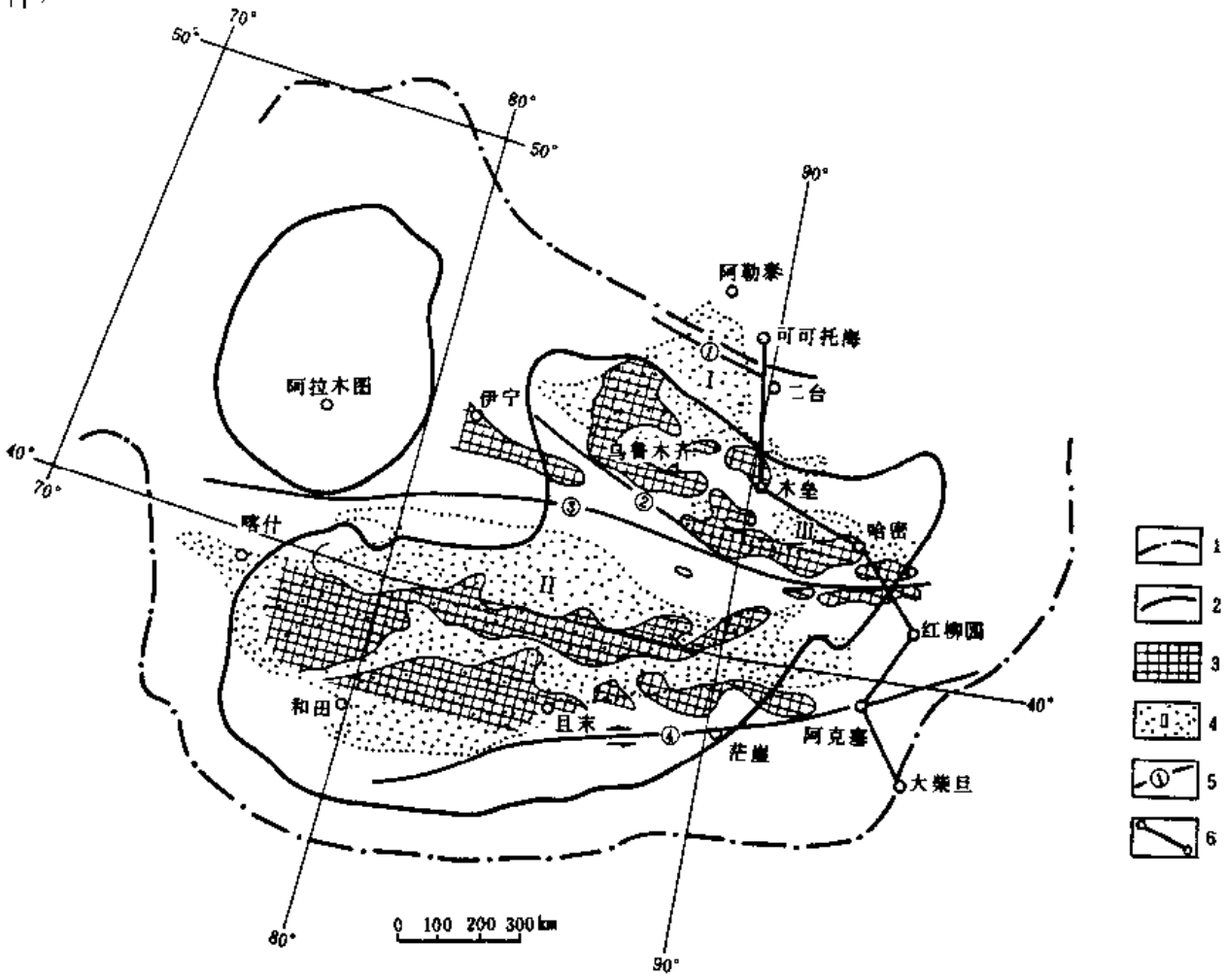


图 9　西域古陆

Fig. 9　West China old land

1—零值线；2—3nT 等值线；3—陆核；4—地大陆；5—断层及编号；6—断面位置

3. 古俯冲带与古碰撞带

近年来从大地电磁剖面工作中发现俯冲沉积物可能含有相当数量的石墨物质，引起明显的导电异常（Duba, et. al., 1988; Stanley, 1989; Gough, 1989; Stanley, et. al., 1990）[16][17][18][19]。这种由石墨引起的低阻带即使受到后期变质还可以长期保持，甚至在前寒武纪缝合带也可以发现有低阻带（BABEL 工作组，1990）[20]。这个解释不是唯一的，有的俯冲带有低阻异常不一定是由于俯冲沉积物引起的。在阿—阿断面上，我们发现有好几条连续性很好，电性稳定的低阻带，它们主要是俯冲物质中的碳酸盐岩析出碳并变质成为石墨引起的。我们将阿—阿断面的低阻带结合其他地球物理资料研究古缝合线或古碰撞带。

（1）阿尔曼太古缝合带

阿尔曼太在深部有一个宽的低阻区（图 2—d，f_2），视电阻率为数十欧姆米，一直延伸到

上地幔，向北倾斜，爆破地震在这个区域内很少反射，这个无反射的地域宽约 10km，与低阻带大致一致。这个低阻带同时也是地壳速度结构发生巨大变化的地带，在这个地带以北，地表出现高速层，从地表到深 9km 处，速度值达 6.19km/s；在 9km 以下到深 17km 处，速度值为 6.41km/s；在深 17km 到 29km 处，出现高速层，速度达 7.31km/s(图 2，图 5)。而从低阻层往南，速度结构便变为阿—阿断面整个断面均相似的 3 层—4 层结构。

我们认为，这个低阻带是西伯利亚板块与西夏古陆间的古缝合带的深部位置。

隐缝合带的位置很难根据地表地质确定，因而长期存在分歧。陶钧政等(1981)[2]，陈哲夫等(1981)[3]认为额尔齐斯断裂(图 2-d,f)是缝合带，李春昱等(1982)[1]则认为斋桑—克拉麦里(图 2-d,f_6)是西伯利亚古板块与准噶尔—哈萨克斯坦古板块之间的缝合带。肖序常等(1991)[4]，也持同样看法。

在地表，额尔齐斯断裂与克拉麦里断裂之间广泛分布泥盆系—中有炭统中基性到酸性的海相火山岩及陆源碎屑岩，额尔齐斯断裂带形成于华力西早期，它是由北往南推覆的阿尔泰巨型推覆体的主滑脱面，俯冲带的地表证据不多。阿尔曼太断裂也形成于华力西早期，走向北西，最大宽度约为 20km。沿断裂有众多高角度右西期超基性岩分布，与红色碧玉岩、硅质岩(部分含放射虫)及枕状基性熔岩相伴生，构成非典型蛇绿岩套。克拉麦里断裂带宽度一般为 5—20km，倾向北东，泥盆—石炭系紧闭褶皱，形成复式向斜，其中有众多的基性—超基性岩侵位，并与周围辉绿岩、玄武岩、硅质岩等构成非序性蛇绿岩套。在克拉麦里断层以南是将军庙构造带，它的基底为前震旦纪地层，它的盖层为稳定地台型沉积，所以，从地表地质来看，将克拉麦里断层作为西伯利亚板块与准噶尔板块的缝合线是很合理的。

但从地球物理场来看，从克拉麦里到库布苏(图 2，KBS)壳内存在反射层，地层成层性较好，地壳的速度结构在横向上没有大的变化，俯冲带的迹象不明显。在克拉麦里的中上地壳内，发现有连续性很好的低阻层，这个低阻层从阿尔曼太开始，向南延伸，在 KBS 炮点与 JJM 炮点之间，P_g 波有 3 处明显的错断，并且都是北升南降，所以我们认为从阿尔曼太到克拉麦里是在古亚洲洋闭合时产生的一系列向南推覆的推覆体，克拉麦里是这个巨大推覆体的前沿。

中亚洋盆闭合是在中上泥盆纪，准噶尔陆地与阿尔泰岛弧相遇。当大陆向岛弧下俯冲时，由于大陆地壳密度较低，它俯冲的深度是有限的，一般不会超过 6km，随之而来的是挤压应力急剧增大，这就导致破碎洋壳的仰冲。仰冲是板块停止俯冲这一短暂阶段的表现，并且是形成蛇绿岩的主要成因。

由于仰冲还带上来一些洋壳碎片，如在洪古勒楞、库兰喀孜下以及考克赛尔盖等地，它们多由早古生代初始洋盆沉积组成。

所以，克拉麦里是缝合线的地表位置，阿尔曼太则是缝合线的深部位置。

(2)乌鲁木齐碰撞带

乌鲁木齐断裂，或称天山北缘断裂(图 2 或图 3,f_4)，地表观测断层面向南，倾角 50°—70°，向北逆冲。这个断层带自泥盆纪开始出现，并控制上古生代的沉积建造。在断层北侧，上古生代主要为浅海—滨海相碎屑岩碳酸盐岩建造，其南侧为火山岩火山碎屑岩建造。

与这个断层的地表观测相一致，存在一个倾角大于 45°，厚约 10km 的低阻带，低阻带向下倾角变缓，消失在莫氏面附近，因此，它是两地体的碰撞带，收敛作用发生在地壳，而未波及到地幔。

(3)觉罗塔格碰撞带

在地表，康古尔塔克、苦水和阿奇克库都克是3条断层(图1)，但在深部仅有一个低阻带，似乎在10km以下，它们合并为一个断裂破碎带。康古尔塔克断裂与阿奇克库都克断裂之间的地区为觉罗塔格，所以我们将包括3个断裂带在内的碰撞带称为觉罗塔格碰撞带。

觉罗塔格地区分布有中、晚石炭世成熟型的复理石及枕状玄武岩、放射性硅质岩等洋积物，和一条长达100km的变质带。在阿奇克库都克断裂之南，古生代以来长期广泛裸露元古宙变质基底。这一个碰撞带的两侧在古生代的沉积建造、岩浆火山活动、古生物地理区系、构造特征等方面均有显著差异。有的地质学家认为这里在中、晚古生代存在一个较宽的大洋盆地，但从深部调查结果表明，低阻带终止于莫氏面附近，看来觉罗塔格地区可能未曾有过大洋，只是一个狭窄的海盆，并且俯冲只发生在地壳。

(4)花牛山碰撞带

在敦煌的中下地壳内发现有一个很厚的低阻低速层。此低阻层往北分为两个带，一个带向上，其地表位置大致与花牛山断裂一致；另一个带向下，潜入到莫氏面附近的地幔。

在敦煌的上地壳内还发现有一个盆状的低阻层。看来敦煌地区出露的太古宙地层是推覆体。其下北部地区地壳呈鳞状插入到南部的下地壳内。

4. 西夏古陆的演化及其动力学

(1)太古宙—元古宙

西夏古陆的太古宙陆核在开始形成时是不是连在一起？只能是推测。但是太古宙陆核的边界线形状彼此相似，以及盆地增生模式的相似(陆核均处于盆地的南部，增生的早元古代地层位于北部)，让我们推测在太古宙时，新生的太古宙陆壳可能是一个互相连接的统一的陆块。图10是设予古陆的一种可能。

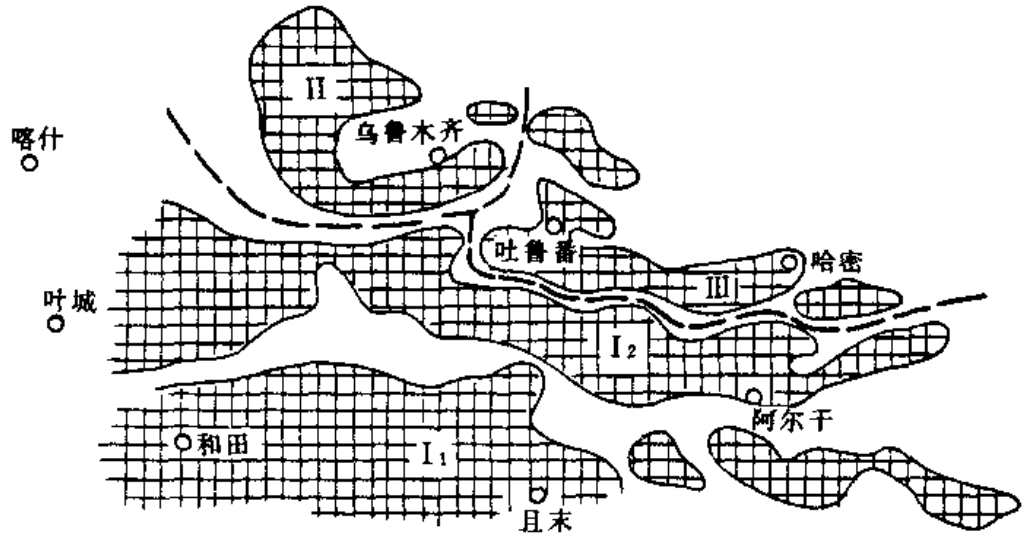


图10 太古宙西夏古陆复原的一种可能

Fig. 10 A possible reconstruction of Archean West China old land

太古宙陆壳的成分可能是科马提岩和玄武岩质的，具强磁性。太古宙末期，古陆分裂，准噶尔陆块与吐哈陆块都向北飘移，塔里木陆块也向北飘移，致使它们的北部前缘增生早元古代陆壳。据张良臣等研究(1985)[23]，塔里木、伊犁、博罗科罗、准噶尔、乌鲁套、恰特卡尔、纳伦、克齐尔库姆等地的中、晚元古代地层，岩层层序上十分相似。库鲁克利塔格，科尔古琴山、

哲特套、卡拉套以及乌拉套等地早震旦世的冰碛岩也极相似，并伴有可以对比的地下寒武统含磷硅质建造。因此，在中元古代以前，西夏古陆基底即已形成。而到元古宙末时，出现第一个超大陆，即泮齐亚Ⅰ。

(2)古生代

早古生代时，泮齐亚Ⅰ分崩离析，在新疆的不同地区曾多处发生裂陷槽，出现海盆。到古生代末，大小海盆关闭，第二次出现超大陆，即泮齐亚Ⅱ。

按照板块理论，洋盆的出现是由于地幔对流招致大陆岩石圈裂解及离散。洋盆的关闭是由于板块俯冲，陆陆收敛相碰。

据黄汲清等研究(1990)[1]，在古生代一个不长的地质历史时期内(250Ma)，在西伯利亚板块与准噶尔板块之间曾有过4次大洋的产生与消亡过程。即：元古亚洲洋(Pt_3—C)、早古亚洲洋(O—S)、泥盆亚洲洋和石炭亚洲洋。在塔里木与准噶尔之间，也有3次大洋的产生与消亡。它们是元古南天山洋、早古中天山洋及早古南天山洋。

新疆地区的软流圈可能不是处处存在，大地电磁测深资料在200km深度范围内都是高阻(图7)。即使有软流圈存在，其埋深亦极大，巨厚的大陆岩石圈频繁地发生分裂和拼合，从力学上来看，似乎是不合理的。

一种可能的解释是在西夏古陆范围内并没有出现过大洋，但曾不止一次地出现过海槽，这些海槽的出现，是由于中上地壳的拉开。海槽的关闭是由于中下地壳发生A式俯冲。

我们认为在元古宙以前，地壳表层极薄并且固结程度不高。塑性下地壳较厚。当地壳演化进入到显生宙时，中上地壳和上地幔呈现刚性，下地壳呈现塑性的这种三明治模型已形成。除了有岩石圈分裂，俯冲的板块体制运动形式外，也容易发生上地壳破裂后并在下地壳上滑脱这样的地体运动形式。这样便形成一个双层滑脱模型。在阿-阿断面上，除阿尔曼太古缝合带是板块界线，消减作用可能一直深入到软流圈外，其他3个古碰撞带都从地表向下变缓消失在下地壳，或上地幔顶部。

据黄汲清等研究(1990)[2]，西伯利亚板块与塔里木板块的拼合，以及塔里木板块与冈瓦纳板块的拼合及进程有相似性。它们都有小地块或小板块存在于大板块之间，构成互换域。互换域内小板块与相邻大板块的多次开合，以手风琴式运动为特征。

如果将互换域内的小地块或小板块理解为中上地壳构成的地体，将小板块的手风琴式运动理解为地体的振荡，我们认为与阿-阿断面深部调查的结果相一致。

使地体破裂及运动的力来自地幔。在阿—阿断面的上地幔中有一个连续性很好的低阻带，厚数公里，电阻率数欧姆米到数十欧姆米。我们认为它是退化软流圈。

据全球地球物理资料发现，软流圈不是各处都有，在古老的地盾区几乎没有软流圈或很深。从大地电磁测深资料看来，在阿—阿断面上一直到200km深处，也都不存在软流圈。我们推想，在大陆演化的初期，西夏古陆发育有软流圈，随着陆壳的不断向下部向旁侧增生，软流圈逐渐固化变薄。如果真的如此，那么，阿—阿断面的幔内低阻带原来应该差不多在同一深度。以后在阿尔泰、天山及北山等3处地幔隆升，而在准噶尔及塔里木则凹陷。3处地幔隆升时间上的差异，可能是造成中上地壳地体振荡运动的原因。在晚元古代时，阿尔泰地幔相对上隆。在早古生代初，则天山相对上隆。在古生代后期，则阿尔泰地幔又相对上隆。

(3)中生代

古生代末，西夏古陆大小海盆关闭，又出现一个超大陆，即泮齐亚Ⅲ。这一个时期的构造

变形特点，是上部地壳的逆冲推覆构造极其发育。我们认为，这主要是由于下地壳逐步固化，上下地壳不再像古生代那样容易滑动，地壳受外力后，应力便集中在脆性上地壳，发生逆冲推覆。

参 考 文 献

[1] 李春昱等，1983，我国北部边陲及邻区的古板块构造与欧亚大陆的形成，中国北方板块构造文集，第1集，3—16页，地质出版社。

[2] 肖序常等，1990，试论新疆北部大地构造演化，新疆地质科学，第1辑，47—68页，地质出版社。

[3] 费鼎等，1985，准噶尔地区磁场解释及区域构造特征，地球物理学报，第3卷，第3期，159—168页。

[4] 江远达，1981，关于准噶尔地区基底问题的初步探讨，新疆地质，第2卷，第1期，11—16页。

[5] 崔有光，1981，西准噶尔萨巴勒地区蛇绿岩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，第7号，地质出版社。

[6] 冯益民，1985，西准噶尔蛇绿岩生成环境及其成因类型，中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第13号，地质出版社。

[7] Polyak B. G. et al., 1968. Heat flow on continents, Doklady of Akad. Sci. USSR, Earth Sci. Sect. 168 (engl. transl.) 126—29.

[8] Jordan T. H., 1981, 大陆的深部构造，深部地质论文集，97—113页，地质出版社。

[9] 袁学诚，1991，秦岭造山带的深部构造与构造演化，秦岭造山带学术讨论会论文选集，171—184页，西北大学出版社。

[10] 成守德等，1986，西部古板块构造，新疆地质，第4卷，第2期，1—26页。

[11] 康玉柱，1986，塔里木地块(台)—新地构造运动特征，新疆地质，第6卷，第1期，18—19页。

[12] Piper J. D. A., 1983, Movements of the continental crust and lithosphere—asthenosphere systems in pre-Cambrian times, in *Tidal Friction and the Earths Rotation*, 253—321.

[13] Brown G. C. and A. E. Mussett, 1981, The Inaccessible Earth.

[14] Tarling D. H., 1978, Plate Tectonics: Present and Past, in Evolution of the Earths Crust, 239—251.

[15] Dewey J. F. and B. F. Windley, 1981, Growth and differentiation of the continental crust, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 301, 189—206.

[16] Duba, A. E. et al., 1988, Impedance of black shale from Munsterland 1 borehole; An anomalously good conductor? Geophys. J. Int., 94, 413—419.

[17] Stanley, W. D., 1989, Comparison of geoelectrical tectonic models for suture zones in the western U. S. A. and eastern Europe; Are black shales a possible source of high conductivities? Phys. Earth Planet. Inter., 53, 228—238.

[18] Gough, D. I., 1989, Magnetometer array studies, earth structure, and tectonic processes, Rev. Geophys., 27, 141—157.

[19] Stanley, W. D. et al., 1990, The Denali fault system and Alaska Range of Alaska; Evidence for underplated Mesozoic flysch from magnetotelluric surveys, Geol. Soc. Am. Bull., 102, 160—173.

[20] BABEL Working Group, 1990, Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic shield, Nature, 340, 136—138.

[21] 陶钧政等，1980，试论新疆板块构造，新疆地质。

[22] 陈哲夫，1981，天山地质构造基本轮廓，新疆地质，第3期。

[23] 张良臣等，1985，天山地质构造及演化史，新疆地质，第3卷，第3期，1—14页。

[24] 黄汲清等，1990，新疆及邻近板块开合构造及手风琴式运动，新疆地质科学，第1辑，3—16页，地质出版社。

ALTAY—ALTUN TRANSECT AND WEST CHINA CRATON

Yuan Xuecheng
(Chinese Academy of Geoexploration)

Zuo Yu, Xu Xinzhong
(Second Geophysical Division, MGMR)

Zhu Jieshou, Zhang Chaowen
(Chengdu Institute of Technology)

Jin Xin
(Institute of Applied Geophysics)

Li Li, Zhuao Zixun
(Institute of Exploration Geophysics and Exploration Geochemistry)

Abstract

Geophysical survey along Altay—Altun transect and regional geophysical data give evidences that the Junggar area is a continental massive comprised Archean core. The Junggar, together with the Tarim and Kazakhstan, formed a craton, disconnected with the Sino-Korean Craton, we named it as West China Craton. The complicated evolution of the West China Craton in Paleozoic period is owing to the development of sandwich model of the crust up to the Paleozoic reached the height, brittle upper-middle crust splitted, and formed terranes of different size, moved above ductile lower crust, their divergence and convergence led to the opening and closing of sea basins.

关于准噶尔盆地基底性质的探讨

周　玉　泉

（中国地质大学地球物理研究室）

准噶尔盆地的基底性质是地学界长期争论的问题。在"七五"国家重点科技攻关项目"加速查明新疆矿产资源的地质、地球物理、地球化学综合研究"下属的 V6-1 专题，即"新疆化部 1∶100 万区域重力图编制及综合地质研究"成果基础上，通过对重、磁资料和最新地学成果进行研究后，提出了属古洋壳的见解。现将研究结果归纳如下。

一、准噶尔盆地的地球物理场特征（图 1—图 3）

所谓准噶尔盆地是指克拉玛依断裂（F_1）以东、喀拉麦里断裂（F_2）以南、三个泉—吉木萨尔以西、准噶尔南缘断裂（F_3）以北所围限的广大地区，即人们常称的准噶尔坳陷区。区内重力资料属 50 年代实测、80 年代末期由地矿部第二综合物探大队按照等值线 1∶20 万和 1∶

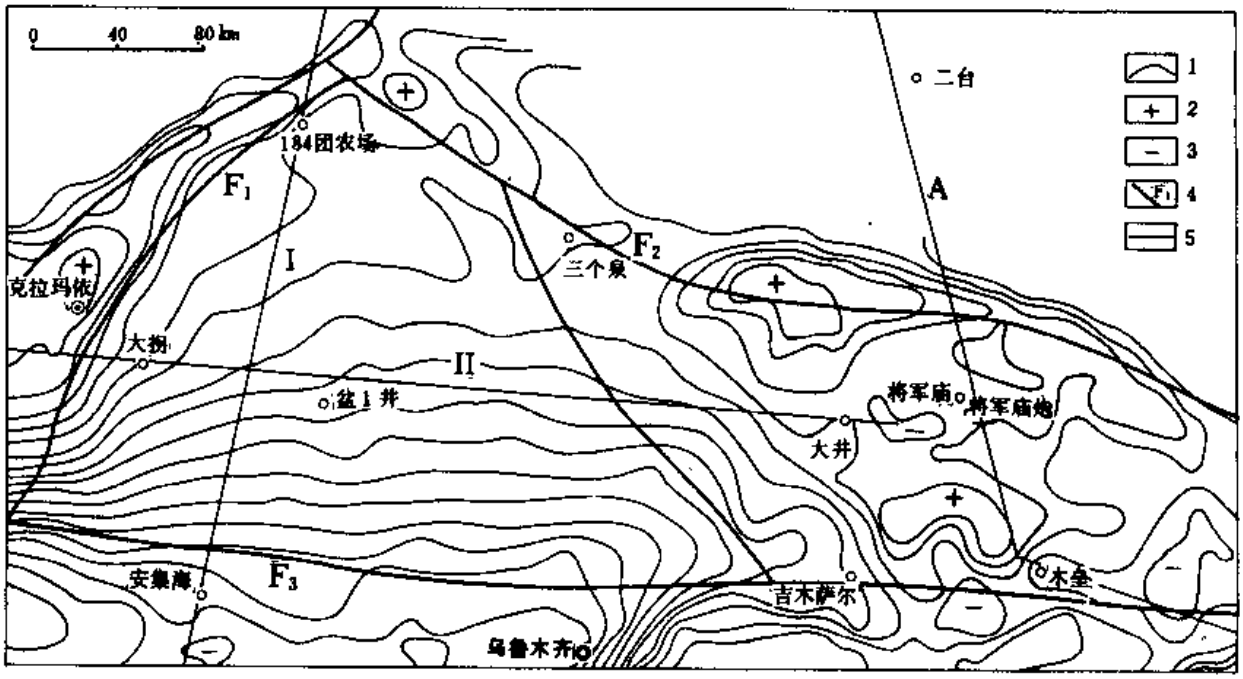


图 1　准噶尔地区布格重力异常平面图

Fig. 1　Bouguer gravity anomaly plane in Junggar area

1—布格重力异常等值线；2—重力高；3—重力低；4—断裂；5—剖面线

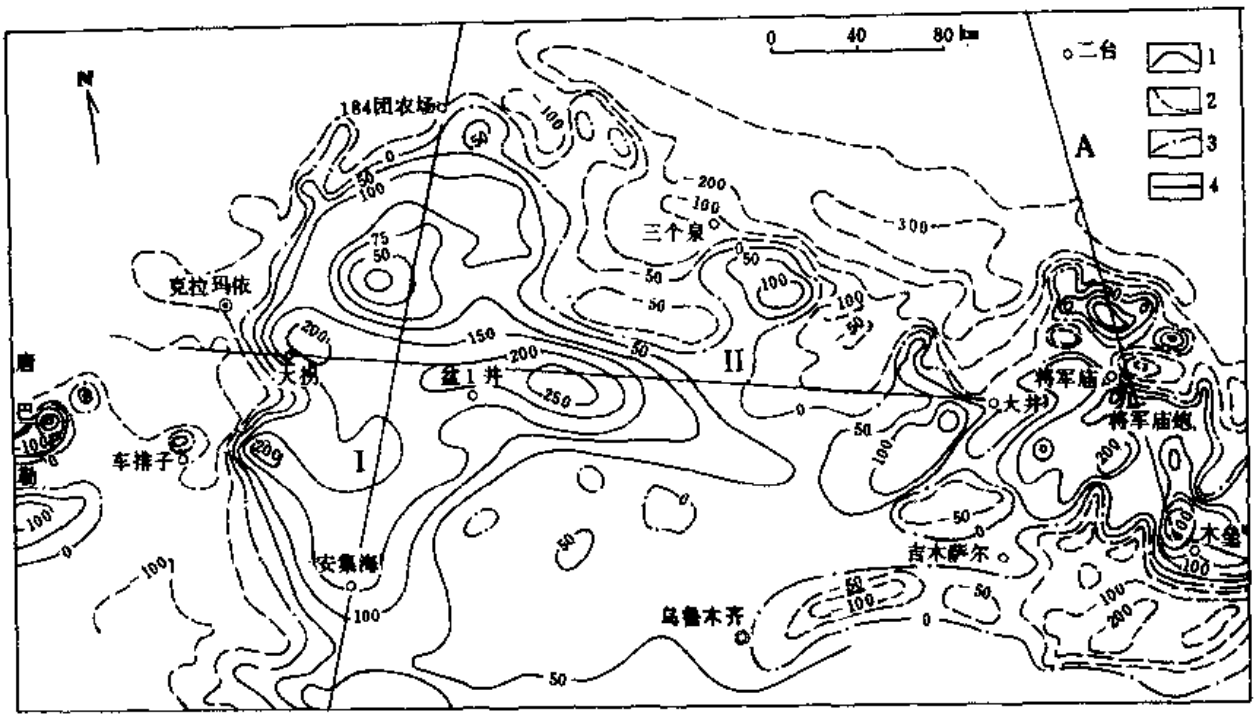


图 2　准噶尔地区航磁 ΔT(化极)异常平面图(单位:nT)

Fig. 2　Aeromagnetic ΔT (reduced to the pole) anomaly plane of Junggar area (unit: nT)

1—正等值线;2—负等值线;3—零等值线;4—断层线

100 万比例尺区域重力图编制技术规定》进行了实地综合评价,认为原始资料在质量、精度方面还能满足编图的要求,继而严格按照"五统一"进行改算,编制了北疆(纬度 40°以北)1∶100 万布格重力异常平面图❶,而图 1 只是准噶尔地区的布格重力异常平面图。

航磁资料系 80 年代以来由地矿部航空物探总队完成的区域航磁测量成果❷,准噶尔地区 ΔT(化极)异常平面图见图 2。

纵观准噶尔地区布格重力异常平面图(图 1),坳陷区异常值呈北高南低斜坡状,并以等值线波浪起伏或同向弯曲的特征反映出了局部异常的大致形态。在重力剩余异常平面图(图 3)上,坳陷区的重力剩余异常表现为一个形态复杂的平缓重力低。虽然异常幅值较低,但以剩余异常零等值线及边部负等值线圈闭的形态和范围大致反映了该重力低的特征。细分起来,它由 3 个次一级的局部重力异常组成。

1. G-1 相对重力低:在盆地中部,以零等值线圈闭形态呈现出"上"字形,有向东延伸的趋势;

2. G-2 相对重力高:在 G-1 外围呈马蹄形,除具有向东延伸趋势外,还有向西分成两支延伸的趋势;

3. G-3 相对重力低:在 G-2 外围的北、西、南侧,亦呈马蹄形,分布有多个幅值为(−5—−10)$\times 10^{-5}m/s^2$ 的局部重力低。

上述重力场特征表明,盆地内表现为宽缓低值的平稳场特征,腹心地带重力剩余值为负,而东部则由零值向正值变化。

---

❶ 新疆维吾尔自治区人民政府国家 305 项目办公室,1990,新疆北部 1∶100 万区域重力图编制及综合地质研究。

❷ 地矿部航空物探总队,1986,新疆维吾尔自治区 1∶100 万航磁图。

坳陷区航磁(图 2)表现为巨大宽缓正磁场特征，形似葫芦状，中部强度大，向四周逐渐减弱，场值为(50 - 250)nT。若与图 3 对比分析可见，盆地中部为北西西向局部磁力高，强度为(200--250)nT，其中心正好落到 G 2 相对重力高上；外围为(100 150)nT 的宽缓正磁异常，向西分成两支，其延伸特征与 G-2 几乎完全一致；南部为强度 50nT 的局部磁力低，克拉玛依正东 80km 处为一个极小值为 25nT 的等轴状局部磁力低，它们的范围和走向恰与 G-3 相对重力低的南部、西北部相对应。从重、磁局部异常这种对应关系上看，盆地中重、磁场似乎有成因上的某种联系

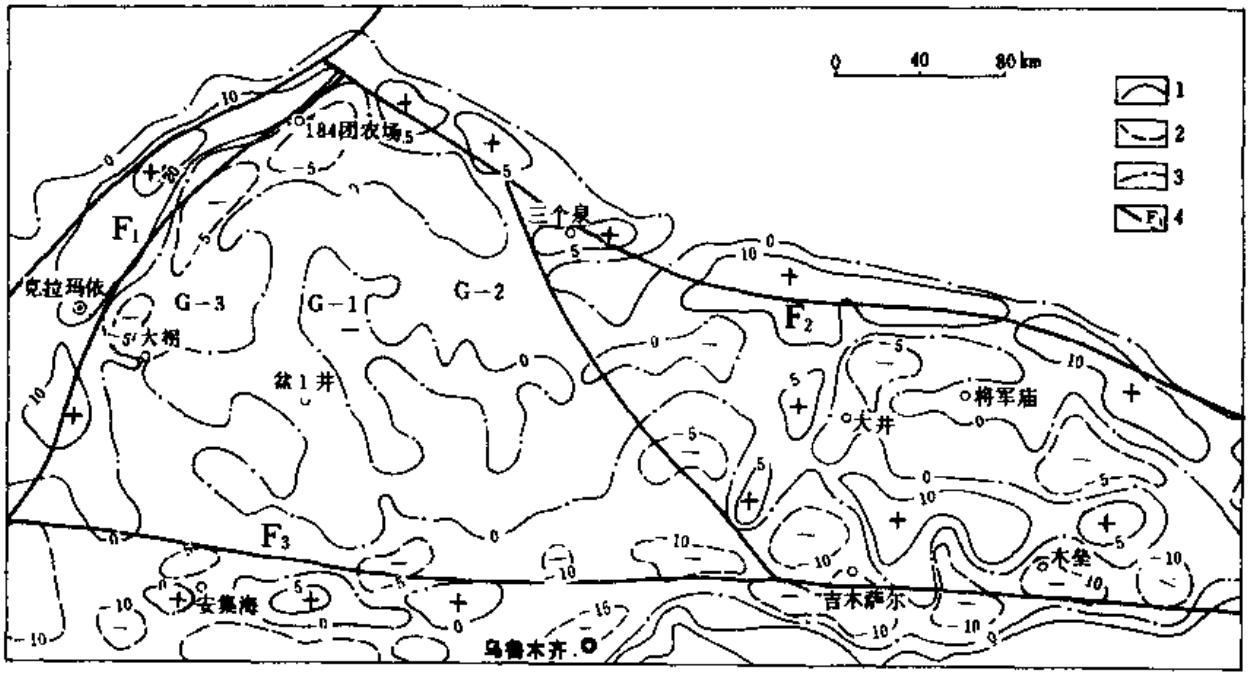


图 3 准噶尔地区重力剩余异常平面图(单位：10^{-5} m/s^2)

Fig. 3 Gravity residual anomaly plane of Junggar area

1—正等值线；2—负等值线；3—零等值线；4 断裂

二、重、磁资料联合解释推断

为了进一步研究引起准噶尔盆地重、磁异常的地质原因，切取了两条重、磁资料联合解释推断剖面(Ⅰ、Ⅱ)，剖面位置见图 1、图 2。据坳陷区内已知两条地震测深剖面❶❷提供的地层埋深及厚度变化情况及地质(新疆地矿局，1985)[1]、物性资料❸，并结合剖面上重、磁异常变化规律，分别设计了密度界面、磁性体形状及埋深变化模型，利用"似二度重、磁异常图形交互反演系统(IGGM)"采用人机对话选择法，在 386 机上进行计算，结果示于图 4。因布格异常曲线变化不大，我们对布格重力异常进行了重力去补偿异常改正[2]，利用改正后的异常曲线来进行拟合计算。

---

❶ 新疆石油管理局，1975—1979，新疆石油勘探成果图幅汇编。

❷ 费鼎等，1982，准噶尔地区航空磁测结果报告(附卫片解释成果)。

❸ 新疆维吾尔自治区人民政府国家 305 项目办公室，1990，新疆北部 1∶100 万区域重力图编制及综合地质研究。

根据Ⅰ、Ⅱ剖面重力计算结果可见，界面上覆物质的密度值为 $2.43\times10^{3}kg/m^{3}$，下伏地层为 $2.64\times10^{3}kg/m^{3}$，这分别与准噶尔地区中、新生代沉积物和上古生代地层的平均密度值是一致的[1]。密度界面（密度差为 $-0.21\times10^{3}kg/m^{3}$）埋深具有北浅南深、东西边缘浅中部深的特点，说明准噶尔坳陷区重力低是中、新生代沉积盆地的反映。其沉积厚度北薄南厚，东西边缘薄中部厚

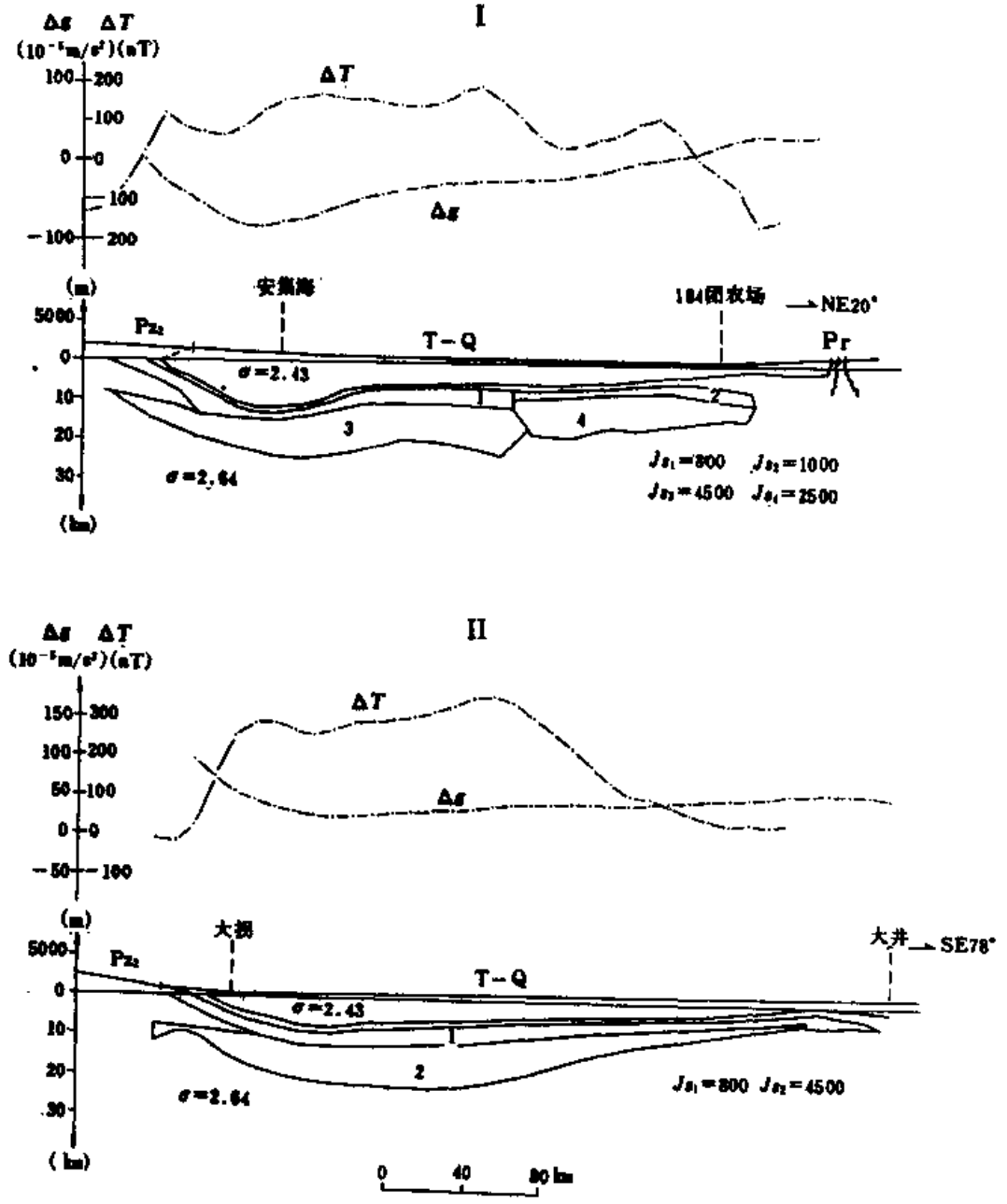


图 4 重、磁资料联合解释推断剖面图

Fig. 4 A comprehensive interpretated and inferred profile based on gravity and magnetic data

（密度值 λ 单位为 $10^{3}kg/m^{3}$；视磁化强度 J_s 的单位为 $10^{-3}A/m$）

利用重力剖面拟合结果，综合地震和部分钻井资料（新疆地矿局，1985）[12]，勾绘出了盆地基底（即上古生界顶面）的等深度图（图 5）。

● 新疆维吾尔自治区人民政府国家 305 项目办公室，1990，新疆北部 1∶100 万区域重力图编制及综合地质研究。

从该图可见，盆地基底并不是一个简单的北高南低的斜坡，在盆地腹心地带具有明显的起伏变化。在盆1井西边有一鼻状凸起(4—6km)，在盆1井一带呈大S形坳陷(6—8km)，东侧为一较深坳陷(8—10km)。玛纳斯湖一带为一较浅坳陷(约5km)，而克拉玛依断裂(F_1)沿线是盆地基底埋深最浅处(2—4km)。纵观全局，在盆地南部才表现出近似简单的单斜下降趋势，而且下降梯度很大，约每10km下降1km。盆地南缘断裂(F_2)附近基底埋深也最大(10—12km)。上古生界这种起伏变化，与地质及钻井资料所证实的晚古生代地层具隆坳相间构造格局是相符的，其相对重力高、低，正是晚古生代构造层顶面埋藏深度(亦即中、新生代沉积厚度)变化的客观反映

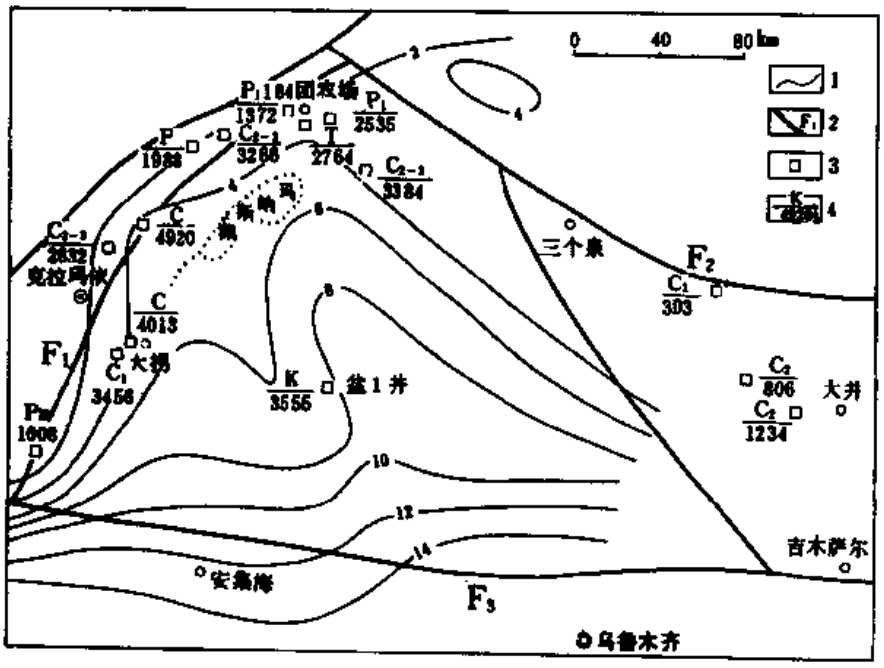


图5 准噶尔盆地基底埋藏深度图

Fig. 5 Bury depth contour of Junggar basement

1—等深线；2—断裂；3—钻井位置；4—$\frac{\text{地层时代代号}}{\text{深度值}}$

(等深线单位：km；深度值单位：m)

从剖面Ⅰ、Ⅱ重力拟合结果还不难看出，盆地内部与周边地区同属晚华力西构造层。然而，从航磁ΔT(化极)异常平面图却可看出，坳陷区与东、西准噶尔的航磁异常具有明显的差异，盆地中航磁异常为北西西向巨大宽缓正磁异常带，而东、西准噶尔为北西、北东向相对平静的负磁异常带，二者根本不能类比。据地质资料分析(新疆地矿局，1985)[1]，东、西准噶尔广泛分布着志留系、泥盆系、石炭系岛弧型海相、海陆交互相火山碎屑岩，属弱(无)磁性层，这正是引起东、西准噶尔平静负磁异常的地质原因。那么坳陷区巨大宽缓的正磁场又如何解释呢？

根据剖面Ⅰ、Ⅱ航磁拟合结果并结合图2分析，盆地内巨大宽缓正磁异常是由双层结构的磁性体共同引起。上层的视磁化强度为(800—1000)$\times10^{-3}$A/m，顶面埋深4—14km，厚约2—4km；下层的视磁化强度为(2500—4500)$\times10^{-3}$A/m，厚约6—11km，底面最深约达24km，整个磁性层体的起伏变化与盆地基底的起伏变化基本一致。根据物性资料●，泥盆系

● 新疆维吾尔自治区人民政府国家305项目办公室，1990，新疆北部1∶100万区域重力图编制及综合地质研究。

及下石炭统的中基性火山岩构成了本区最重要的强磁性岩层；中、上奥陶统深变质岩亦为强磁性岩层，但分布不太广泛；晚华力西浅变质的中基性火山碎屑岩次之，具中强磁性。推断引起盆地边部(100—150)nT 的宽缓正磁异常的磁性体可能就是晚华力西浅变质岩；引起盆地中部(200—250)nT 的强磁异常的磁性体则是下石炭统、泥盆系(也许还包括志留系)以及更深层的强磁性岩层。

剖面Ⅰ、Ⅱ中，密度界面与磁性层顶界面之间，都存在一个不太厚的无磁性层，它可能反映的是弱—无磁性的二叠系。

为了印证上述计算的可信度，对剖面Ⅰ、Ⅱ的磁异常分别采用 ΔT 切线法、四点法、空间场法及 V·外奎尔法等直接反演求取磁性体参数。由正、反演计算结果证实无论是磁性体的顶面埋深还是视磁化强度反映的深度都是非常接近的，具体计算结果就不罗列了。

通过重、磁资料联合推断解释，不难看出，准噶尔坳陷区平缓重力低是由广阔巨厚(6—12km)的中、新生代沉积盖层引起，其间的次一级相对重力高、低，则是晚华力西基底构造层起伏变化的反映。盆地内航磁异常反映的是盆地褶皱基底中，晚华力西浅变质岩和下石炭统、泥盆系以及更深层的磁性层体。盆地内部与周边地区同属晚华力西构造层，但其磁性在盆地内部与周边地区间存在着明显差异。

论述至此，有人会问，更深层的磁性层体是指哪一层呢？分布局限的中、上奥陶统在盆地中部是否可能存在呢？留待下面分析。

三、来自最新地学成果的启示

通过准噶尔东部地区的最新地学剖面(见图 1、图 2 上的 A)成果，即新疆可可托海—甘肃阿克塞地区人工爆破地震测深和大地电磁测深成果[●●]，给了我们重要启示。大地电磁测深成果揭示，将军庙地下约 20km 处为视电阻率 $\rho_s=(1000—2000)\Omega\cdot m$ 的玄武岩大隆起，向下延深到 175km，宽度为 10—85km 不等；人工爆破地震测深成果也表明，在将军庙炮点北约 12km、深 20—36km 处反映出一个 $V_p=7.30km/s$ 的高速体，从其地壳介质泊松比 $\sigma=0.29$ 及纵波速度(V_p)看，它显然是由玄武岩物质组成。这二者都证实了准噶尔东部地区(将军庙—木垒)确实为一个巨大的地幔隆起区。在这隆起区上航磁异常表现为以(25—100)nT 为背景、异常强度为(150—400)nT 的强磁异常。从航磁 ΔT(化极)上延 20km 异常平面图(图 6)可以看出，将军庙—木垒一带航磁异常实际应属准噶尔盆地巨大宽缓正磁异常的东延部分，走向基本上一致。在将军庙出露的石炭系、泥盆系地层上亦呈强磁异常特征，这就充分表明准噶尔盆地不同于东、西准噶尔出露的无一弱磁性的正常火山碎屑岩沉积，而是大量中、基性火山碎屑岩及火山岩沉积。这就是造成盆地坳陷区与东、西准噶尔地区磁场特征重大差异的根本原因。

另从图 2 可见，唐巴勒地区航磁也显示为强磁异常特征，强度为(200—400)nT，异常走向与地层走向一致，而且与出露的中、上奥陶统和下志留统对应良好。由大拐南正磁异常反

● 新疆维吾尔自治区人民政府国家 305 项目办公室，1989，新疆可可托海—甘肃阿克塞人工爆破地震测深成果报告。

● 地矿部物化探研究所六室，1990，新疆可可托海—甘肃阿克塞大地电磁测深报告。

演结果表明，引起异常的磁性体顶部埋深 3.95km，视磁化强度 1900×10^{-3}A/m。据地质资料分析，该正磁异常是志留系和中、上奥陶统深变质的中性、中基性、基性火山岩的反映。其异常强度以及反演出的磁参数，均可与准噶尔盆地中的情况类比。由此不难推断，引起准噶尔盆地中部强磁异常的深层磁性层含中、上奥陶统

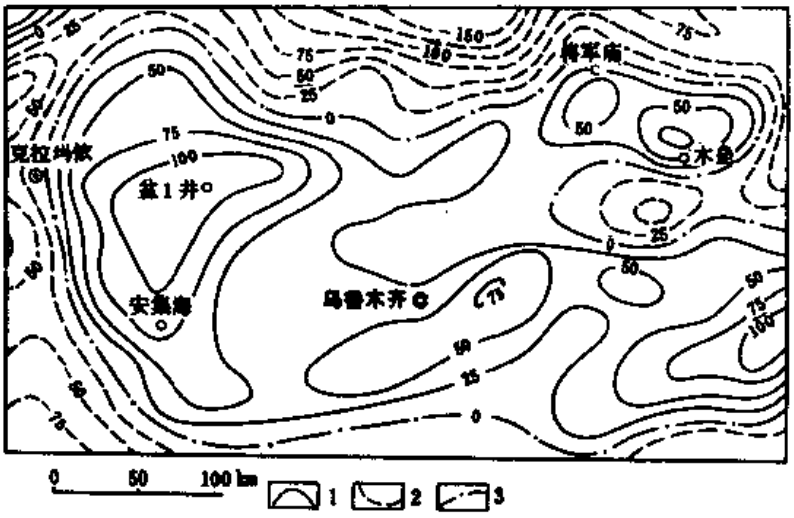


图 6　准噶尔地区航磁 ΔT（化极）上延 20km 异常平面图（单位：nT）

Fig. 6　Aeromagnetic ΔT (reduced to the pole) anomaly plane of 20km—continuation in Junggar area (unit: nT)

1—正等值线；2—负等值线；3—零等值线

据地质资料知（新疆地矿局，1985）[1]，天山以北盆地边缘地带出露的最老地层就是奥陶系，它以蛇绿岩包括细碧角斑岩、硅质泥岩建造及岛弧火山岩等洋壳建造为标志。据唐巴勒地区中奥陶世蛇绿岩、基性熔岩的岩石化学分析，其属大洋—洋岛拉斑玄武岩系列（朱宝清等，1983）[3]；中美合作队铀铅法同位素结果表明，唐巴勒地区无前寒武系基底[4]。前述最新地球物理成果也证实盆地东部地区将军庙大型地幔隆起区地下 20—25km 处即是玄武岩层。由此可以认为，准噶尔盆地深部磁性层为大洋—洋岛型拉斑玄武岩（中、上奥陶统）。再据周中毅对西准噶尔北缘地温研究结果可知，上三叠系以上地温梯度为 1.9℃/100m；二叠系以下古地温梯度为 4.25℃/100m；现代地温梯度为 1.8℃/100m。按此推算地下约 25km 深处，地温升至 700℃—800℃，已达到居里点，再往深处，即使镁铁质的岩层也将不再具有磁性。所以，准噶尔盆地不会具备前寒武纪磁性基底。江远达等 1984 年[5]对西准噶尔 2910 个超深层侵入体的捕虏体——包裹体分析，未见到属前寒武纪的捕虏体；相反，却见到了洋壳物质的捕虏体，比例高达 99.9%，这也说明准噶尔盆地不存在前寒武纪基底。

综上所述，准噶尔盆地内巨大宽缓的航磁正异常是由两个等效磁性层所引起，一个是晚华力西浅变质岩，主要引起宽缓的（100—150）nT 的正磁异常；另一个是下石炭统—中、上奥陶统变质岩，主要引起（200—250）nT 的强磁异常。

四、对盆地基底强磁性物质来源的探讨

从重力资料计算的莫氏面深度(图7)数据看❶，整个准噶尔地区莫氏面平均深度为46—48km，是一个幔隆区(将军庙幔隆实际是该幔隆区的东延部分)。纵观这个幔隆区上的航磁异常特征(见图2)，不难看出准噶尔地区中部存在一条长达400km以上的北西西向磁力高，向东延伸到将军庙以东，犹如一条横贯盆地东西的盆岭，它是否具有洋脊裂谷似构造呢。从将军庙炮点以北的高速体的纵波速度V_p=7.30km·s和壳幔界线不清的震相反映来看❷，它的异常地幔，这与现代大洋裂谷的纵波速度一般为(7.3—7.6)km·s，洋中脊下为异常地幔等结论很相似。岩石化学分析及稀土元素化学特征、地质研究结果表明，西准噶尔大match枕状熔岩属大洋中脊拉斑玄武岩(冯益民，1987)；据喀拉麦里蛇绿岩分析特征表明形成于洋中(成守德，1986)；托里东南发现北西西走向的深海大洋盆海相火山群岛(冯鸿儒等，1985)等，这些都说明古准噶尔海作为中亚—蒙古大洋的一部分，在古生代时有可能存在一条洋脊扩张带，现今北西西向磁力高带可能就是它的遗迹，其壳性物质来源与深部幔源物质洋洋有扩张带的上涌有关。

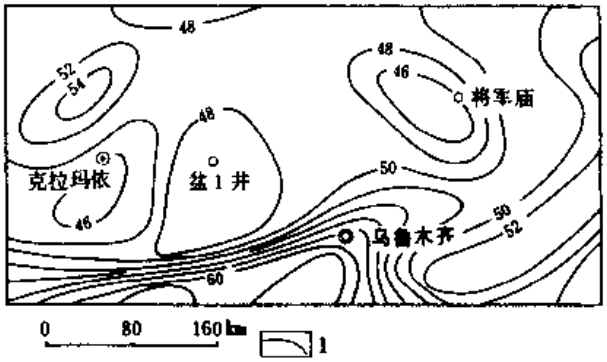


图7 准噶尔地区莫氏面等深线图

Fig. 7 Depth contour of Moho in Junggar area

1—等深线(单位:km)

从板块构造观点分析，准噶尔板块运动大体可追溯到古生代早期。那时，准噶尔以大洋环境为主，中亚—蒙古大洋呈通全区，在大洋中间及边部分布着一系列洋岛、岛弧、洋盆和陆缘裂谷，组成一系列的沟、弧、盆体系。准噶尔就是其中的一个海洋盆地。在构造位置上，准噶尔海盆位于西伯利亚、塔里木及哈萨克斯坦陆块的夹持地带。李春昱先生曾指出："介于西伯利亚与中朝和哈萨克斯坦等板块之间的海洋盆地，在早古生代既存在洋脊的扩张活动，又存在俯冲带的消减活动，与中新生代太平洋的演化阶段相仿佛。"[1]这为我们提出准噶尔中部可能存在洋脊裂谷的认识提供了理论依据。准噶尔盆地中部洋脊裂谷可能与西准噶尔唐巴勒裂谷是同一地质时期板块构造运动在不同地段的产物，但其规模都较小，主体关闭的时代可能较早或发育不很成熟(正因为如此，加之准噶尔坳陷区中、新生代沉积巨厚，又缺乏深震和大地电磁测深等资料，欲从重、磁场特征上推断是难以清晰划分出深大断裂来的，所以才引起了众说纷纭、对盆地基底性质的长期争论)。然而，洋脊的关闭并不等于洋盆也关闭了，准噶尔洋盆一直继续到晚古生代早期，待到三大板块碰撞缝合后，除在一些坳陷区残留浅滨海外，整个准噶尔才进入陆相沉积环境。到二叠纪末期几个大板块持续活动，造成准噶

❶ 新疆维吾尔自治区人民政府国家305项目办公室，1990，新疆北部1∶100万区域重力图编制及综合地质研究。

❷ 新疆维吾尔自治区人民政府国家305项目办公室，1989，新疆可可托海—扎河阿克塞人工爆破地震测深成果报告。

尔盆地中心地带沿周边断裂下陷，接受巨厚的后期沉积，以致东、西准噶尔地区相应产生推覆构造（剖面Ⅱ西端计算结果表明晚古生界超覆于中新生界之上，说明了推覆构造的存在）和盆地周边的逆掩断层，进而造成东、西准噶尔地层走向极不一致的现今景观。

五、结　　论

通过对重、磁资料的联合解释，结合区域地质及最新地学研究成果（包括人工爆破地震测深、大地电磁测深、地热流等地球物理资料），从板块构造学说观点出发，得出准噶尔盆地基底属古洋壳的结论。拉斑玄武岩构成盆地基底，其顶面埋深在盆地西、北、东部边缘约为4km，南部边缘约8—12km，腹地约为6—8km。基底上部为晚华力西浅变质岩；基底内部有一约6—11km厚的下石炭统至中、上奥陶统深变质岩。这套变质岩系就是引起盆地航磁异常的物性基础。基底的生成与古准噶尔海盆洋脊扩张活动有关。

参 考 文 献

[1] 新疆地矿局，1985，中国新疆维吾尔自治区1∶200万地质图及说明书，地质出版社。

[2] Геология и геофизика, 1985, (6). [Text illegible]

[3] 朱宝清等，1983，新疆西准噶尔地区中奥陶世蛇绿岩特征及成因，中国北方板块构造文集，第一集，P61，地质出版社。

[4] Tilton, G. R., et al., 1986, Isotopic studies from the West Junggar Mts., NW China. 1985 GSA ABSTRACTS.

[5] 江远达，1984，关于准噶尔地区基底问题的初步探讨，新疆地质，第2卷，第1期，P. 11。

[6] 冯益民，1987，西准噶尔古板块构造特征，西安地质矿产研究所所刊，第18号，P. 141

[7] 成守德，1986，新疆古板块构造，新疆地质，第4卷，第2期，P. 1。

[8] 冯鸿儒等，1987，新疆托里县卡拉铀卡发现古海底火山群岛，中国北方板块构造论文集，第2集，P. 171，地质出版社。

[9] 李春昱等，1983，我国北部边缘及邻区的古板块构造与欧亚大陆的形成，中国北方板块构造文集，第1集，P. 3，地质出版社。

DISCUSSION ON THE BASEMENT PROPERTY OF JUNGGAR BASIN

Zhou Yuquan

(Geophysical Research Office of Second Composite Geoexploration Decision, MGMR)

Abstract

Based on the result of "Mapping of the regional gravity (1/1000000) and comprehensive geological research in northern Xinjiang", the basement property of Junggar basin about which there are some controversies in geoscientific world is discussed with the united interpretation of gravity and magnetic data as well as the regional geology, especially the latest geoscience transect. By the modelling calculation for gravity and magnetic profiles the density layer and the shape of magnetic bodies is determined, and on the basis of which the basement contour is mapped with seismic and drilling data. The result shows that the gently gravity low within the basin arises from Mesozoic and Cenozoic sediments, the density contrast between the upper Palaeozoic and sedimentary cover is

0.21g/cm^3, and the basement of the basin is deeper in south part than in north part, centre deeper than east and west margin and is down-dipping at high angle in south margin. The corresponding relationship between local gravity and magnetic anomaly shows that they are related in genesis. According to the comprehensive research of geological and geophysical data the basement structure of the basin is referred and it is considered that to the basin and adjacent area there is late Variscan folding layer, but their magnetic property is different obviously and the magnetic bodies of the basement belong to Variscan and Pre Variscan metamorphisms. The source of the strong magnetic material of basement is also discussed. Finally, from the plate tectonic viewpoint, it is concluded that the basement of Junggar basin is an ancient oceanic crust.

新疆库鲁克塔格地区早元古代花岗岩与成矿关系研究

杨天奇

（长春地质学院）

一、二长花岗岩产生的地质背景

库鲁克塔格地区位于塔里木地块北缘。早元古代，本区处于克拉通边缘地槽的构造环境（黄汲清等，1990）[1]。根据区域地层对比，地槽发展早期有玄武岩浆喷发作用，晚期则以安山质火山碎屑物喷发为主，间杂陆源泥砂质浊流沉积，形成一套具有过渡性质的火山喷发-沉积建造。在工作区尉犁县境内，仅见此类原岩建造转变而成的区域变质地层，该地层被划归为早元古代红柳沟群小金沟组，该组由上、下两套地层组成：下部地层由石榴石黑云母变粒岩层夹有薄层石榴石浅粒岩组成；上部地层由石榴石浅粒岩和变质石英砂岩组成。地层在区域变质作用中，不断发生韧性变形，产生褶皱构造以及沿褶皱轴展布的韧性剪切带构造，同时形成与层理基本一致的岩石片理和片麻理构造，主构造线呈近东西向。

区内二长花岗质杂岩，按地质产状和岩石组构不同分为两种：片麻状中细粒二长花岗岩和块状粗粒二长花岗岩。前者主要产于褶皱构造翼部，呈层状、似层状或大规模岩席状，其产状与地层一致，花岗岩与变质围岩接触界线不清，呈渐变过渡关系，过渡带内均有宽、窄不等的条带状混合岩分布，外侧为混合岩化渐弱的变质岩，内侧混合程度逐渐增强，条带逐渐消失，转变成片麻状中细粒二长花岗岩。这种花岗岩体普遍具有塑性流动式片麻理构造，片麻理方向与区域构造线方向一致，从岩体与构造作用的关系来看，属于同构造期花岗岩，它是在进化的区域变质作用、构造变形作用发展达到超 变质作用条件下，变质源岩发生物质成分的分异作用而形成的。后者主要产于褶皱构造轴部，受沿褶皱轴展布的韧性剪切带控制，岩体呈透镜状或不规则脉状产出，其产状与地层产状局部地方一致，局部地方穿切层理，花岗岩与围岩接触界线较明显，在接触带周围，围岩均发生强烈硅化或蓝石英化，呈条带状分布，反映岩体边缘接触带有过强烈的热液活动，这种花岗岩体内部由于组构和矿物成分变化，可分出花岗伟晶岩相和钾长花岗岩脉岩相。显然，此种花岗岩是在区域超变质作用条件下，沿构造带内热流集中的部位，由变质源岩部分重熔而产生。第二种花岗岩形成时间晚于前者。

对本区的第二种二长花岗岩，我们从其人工重砂样中选取锆石单矿物，经地科院地质所同位素研究室用锆石单颗粒法测得锆石结晶年龄为 1962.2±1.6Ma，测试结果如图 1 所示。

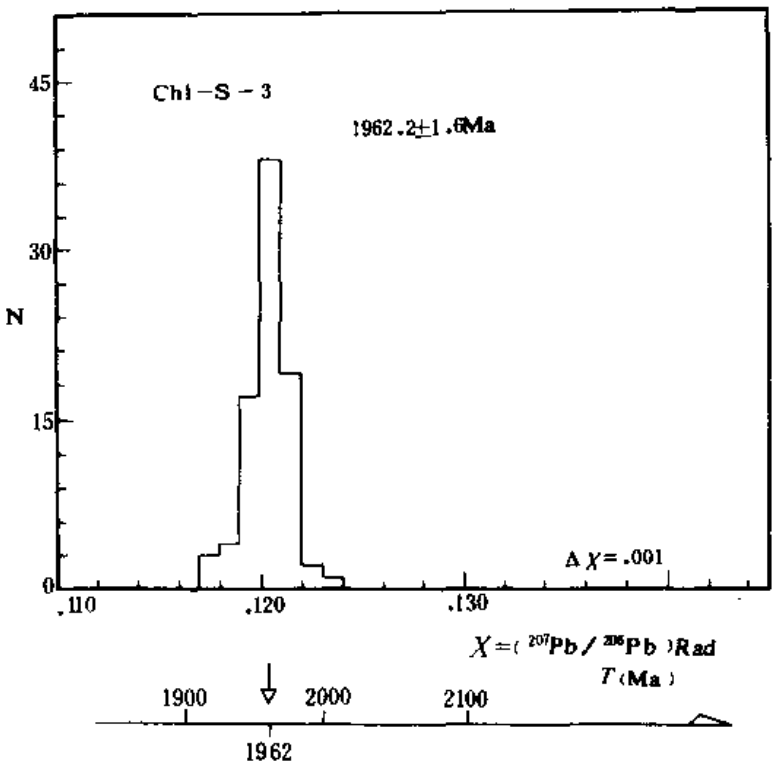


图 1　锆石结晶年龄直图解

Fig. 1　Diagram of zircon crystalline age

由于所选锆石均呈四方柱与四方双锥之聚形，晶形发育完整，晶棱清楚，晶体局部有熔蚀、无磨损，所以锆石结晶年龄完全可代表第二种二长花岗岩的成岩年龄。

二、二长花岗岩的矿物、岩石特征

（一）片麻状中细粒二长花岗岩

片麻状中细粒二长花岗岩，呈黑绿色、片麻状构造，具中细粒不等粒结晶结构和交代结构。主要矿物：斜长石 30%；石英 25%，两者呈粒状相嵌；黑云母 10%，已绿泥石化，有铁质析出；钾长石 35%，包括条纹长石和钾微斜长石，颗粒粗大，显交代结构穿插于以上矿物粒间。

此种花岗岩的化学成分如表 1 样号 15。

该种岩石成分与澳大利亚东部 I 型及 S 型花岗岩类化学参数对比表明，在怀特、查佩尔划分的花岗岩类型中，应属于 S 型花岗岩（如图 2）。

由于这种花岗岩中较多的保留着变质岩的残余组构和残留体，可以确定其原岩为石榴石矽线石黑云母变粒岩（表 1 样号 2）。这种原岩在 *ACF* 图中（图 3）成分投影点落入 2 区，表明原岩属于粘土质沉积岩，这与怀特等 1977 年提出 S 型花岗岩浆起源于大陆地壳中沉积原岩的认识是一致的。根据该种花岗岩的标准矿物重量百分数投影于 Q-Ab-Or 图解（图 4）中，投影点落入岩浆型与交代型花岗岩过渡带，表明此种花岗岩是由变质沉积原岩，在区域超变质作用条件下，通过部分熔融和交代作用而生成。

表 1　岩石化学分析结果

Table 1　Analysis results of petrochemistry

样号	样位	岩石名称	SiO_2	TiO_2	P_2O_5	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	烧失量	总量
15	D-Q 2	细粒二长花岗岩	66.20	0.42	0.30	15.67	0.82	3.41	0.09	1.79	1.62	1.42	2.99	2.83	100.17
2	Q 3	石榴石钾长石黑云母变粒岩	64.15	0.53	0.07	18.18	1.31	6.85	0.12	3.82	0.41	1.15	3.66	1.03	99.51
7	Q 11 2	粗粒二长花岗岩	67.57	1.16	0.17	14.72	0.76	3.71	0.01	1.51	2.58	3.67	2.72	2.81	99.73
6	Q 11 1	石榴石黑云母钾长变粒岩	65.87	0.91	0.72	13.93	0.96	5.79	0.07	1.51	3.03	3.20	2.42	3.11	98.35
9	Q-15	石榴石黑云母钾长变粒岩	64.20	0.30	0.75	14.51	1.29	3.93	0.08	0.85	3.81	1.82	4.13	2.65	99.16

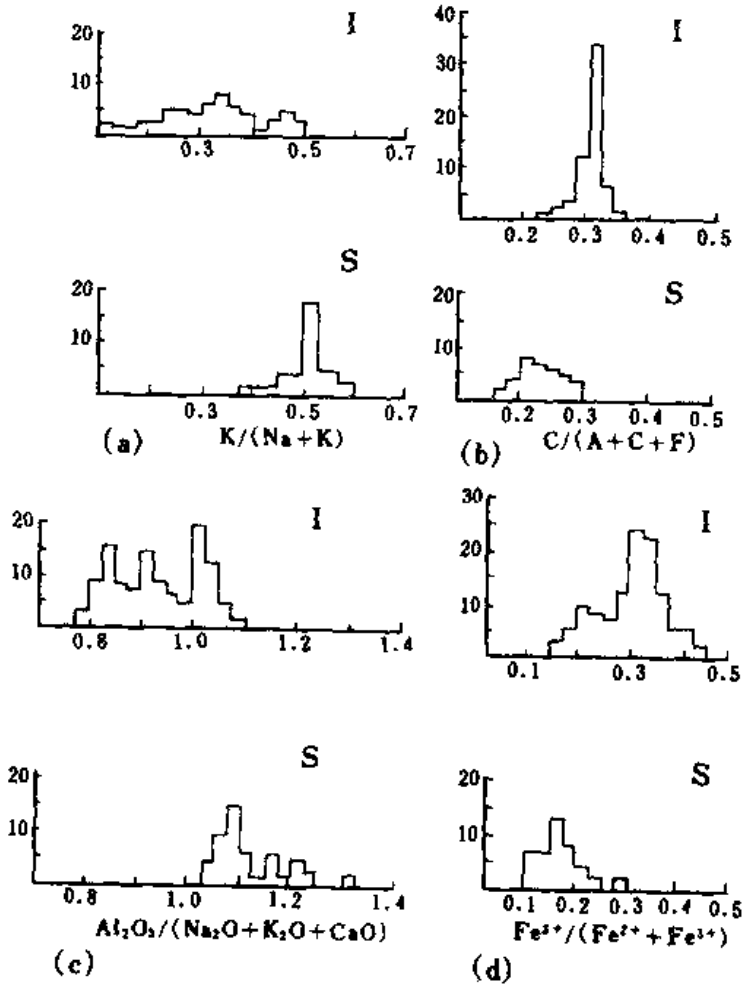


图 2　新疆尉犁县早元古代花岗岩与澳大利亚东部 I 型及 S 型花岗岩类几个化学参数的对比

Fig. 2　Contrast of chemistry parameters of I-type and S-type granite of the early Proterozoic in Weili, Xinjiang with that of eastern Australian

a,d 为原子数比值;b,c 为分子数比值;纵坐标为样品数;图 b 的 $A=Al_2O_3-Na_2O-K_2O$;$C=CaO$;$F=MgO+FeO$·以氧化物分子数计算

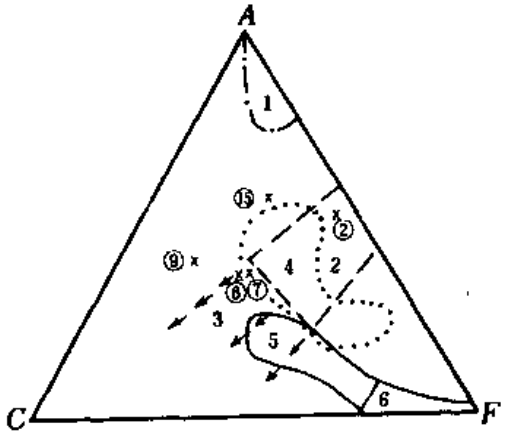


图 3　*ACF* 图(据温克勒,1976)

Fig. 3　Diagram of *ACF*

1—富铝粘土和页岩;2—粘土和页岩(含碳酸盐 0—35%)(断线之内);3—泥灰岩(含碳酸盐 35%—65%)(箭头线之间);4—杂砂岩(点线之内);5—玄武质岩和安山质岩(实线之内);6—超镁铁质岩;×—样品投点位置;⑥—样品号

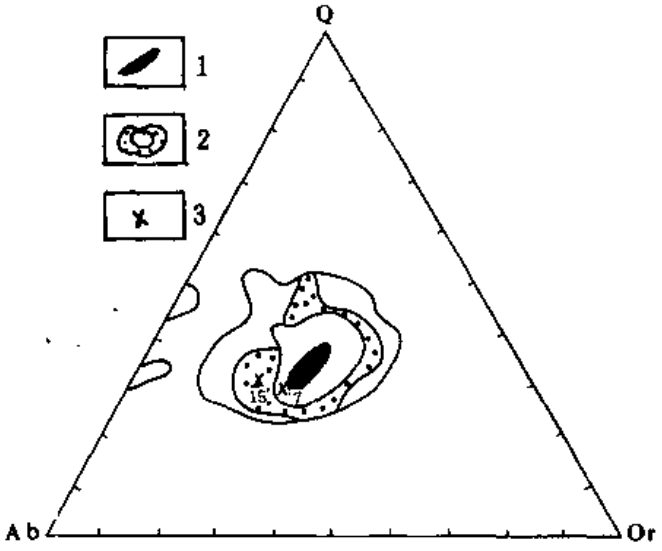


图 4　1190 个花岗质岩石标准矿物(Q-Ab-Or)投影点分布范围示意图

(根据温克斯勒和冯普拉顿,1961)

Fig. 4　Distribution of standard minerals of 1190 kinds of granitic rock in the diagram of Q-Ab-Or

1—岩浆花岗岩区;2—岩浆型与交代型花岗岩过渡带;3—小金沟二长花岗岩

(二)块状粗粒二长花岗岩

块状粗粒二长花岗岩,呈灰白色,块状构造,粗粒花岗结构。组成矿物:斜长石 30%,已绢云母化和绿泥石化;石英 25%,表面洁净,具波状消光;钾长石 35%,包括条纹长石和钾微斜长石,与以上矿物呈等粒相嵌;绿泥石 6%,分布于长石类矿物粒间;副矿物 2%—3%,有锆石、磷灰石、钛铁矿、磁铁矿等。此种花岗岩化学成分见表 1 样号 7。根据岩石成分中几种化学参数与澳大利亚东部地区的 I 型花岗岩相一致(图 2),反映此类花岗岩可能是由变质火山岩原岩经部分熔融而产生的。根据岩体的直接围岩为黑云母钾长变粒岩,两者局部呈渐变过渡的接触关系,确定黑云母钾长变粒岩就是此种花岗岩的原岩。在表 2 和图 5 中,此种花

岗岩与黑云母钾长变粒岩的稀土元素分布特征完全相似，同样证明黑云母钾长变粒岩是此种花岗岩的原岩。这种原岩(表1样号6、9)在*ACF*图(图3)中，成分投影点落入4区边界上，原岩为火山碎屑物组成的杂砂岩，与怀特等确定的I型花岗岩浆起源于大陆地壳中火山的原岩是一致的。根据此种花岗岩的标准矿物重量百分数投影于Q-Ab-Or图解(图4)中，投点落入岩浆型花岗岩边缘，靠近鞋底状最低共熔区，表明此种花岗岩是在区域超变质作用进一步发展的情况下，局部热流更加集中的地段，有更大比例的重熔岩浆产生，以致造成半原地型甚至异地型花岗岩杂岩体。

综上所述，可以说明：本区二长花岗岩岩浆起源于不同的变质原岩。它是在区域变质作用不断发展的基础上，通过热流值的进一步升高，首先使变质原岩中的低熔组分部分熔融，分异流动，流体对原岩不断产生注入、交代作用，使变质岩转变成各种混合岩，在混合岩化作用不断发展的基础上，开始形成早期片麻状细粒二长花岗岩。随着超变质作用条件的进一步发展，在局部热流更加集中部位，重熔组分不断增加，在重溶岩浆不断增多的情况下，岩浆沿构造带发生运移、侵位，形成第二种二长花岗质杂岩。正是第二种花岗质杂岩的分异演化作用，对本区金矿化富集产生了重要影响。

三、与花岗岩有关的稀土元素、稳定同位素及成矿元素地球化学演化特征

(一)稀土元素地球化学演化特征

由于稀土元素是一组化学性质近似、难熔难分离的元素族，在自然界它们经常紧密共生、共同产出，而且一经"记录"于地质体中，就容易稳定地保存下来，因此人们常利用这一性质来恢复被改造岩石的原岩，进行岩石对比；从另一面来说，不同的稀土元素，其物理和化学性质毕竟还有差别，特别是质量上的差别在地球重力场作用下常导致稀土元素的某些分异，这些多少有些分异性的稀土元素，常可根据其分布特征用来追踪和探讨各种地质体的形成和发展。本区粗粒二长花岗岩及其围岩的稀土元素特征值见表2，其分布模式如图5所示。

表2 粗粒二长花岗岩围岩REE特征值

Table 2 REE characteristic values of the coarse granular monzonitic granite and its country rock

样品	岩石名称	ΣREE	LREE/HREE	$(La/Lu)_N$	$(Eu/Sm)_N$
4	黑云母钾长变粒岩	1764.009	32.8712	99.6948	0.1833
5	粗粒二长花岗岩	645.695	22.1028	65.6234	0.1767
6	黑云母钾长变粒岩	1341.429	26.0148	60.4643	0.2099

实际资料对比表明，本区粗粒二长花岗岩的稀土分布模式，与其相应围岩的稀土分布模式有完全的相似性，充分说明这些围岩就是形成粗粒二长花岗岩的原岩。根据有关资料介绍，这类原岩有20%的熔融，就可产生未分异的二长花岗岩和正长花岗岩熔体，显然可以证明本区粗粒二长花岗岩就是由黑云母钾长变粒岩经部分熔融而产生的。值得进一步指出的是，本区原生金矿化的主要载体——各类含Au石英脉，其稀土元素分布模式，又均与粗粒二长花岗岩的稀土元素分布模式具有十分相似性，如图5和表3。

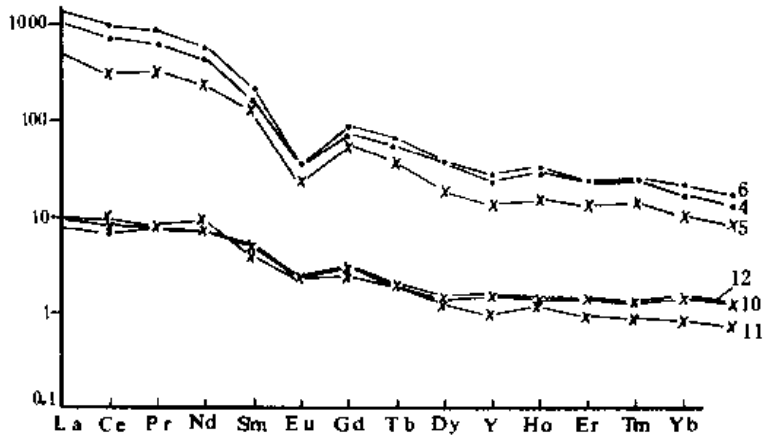


图 5　变质岩、花岗岩、石英脉 REE 分布模式图

Fig. 5　Chondrite-normalized REE plot of the metamorphic rocks, granite and quartz vein

1,6—黑云母钾长变粒岩;5—粗粒二长花岗岩;10,11,12—含矿石英脉

表 3　石英脉、花岗岩、变质岩 REE 特征值对比

Table 3　Correlation of REE characteristic values of quartz vein, granite and metamorphic rock

样号		1	5	58—1	58—2	Ⅱ—7
岩石名称		黑云母钾长变粒岩	粗粒二长花岗岩	大石英脉	中石英脉	小石英脉
总量	ΣREE	1764.009	645.695	20.977	21.506	19.013
分异	LREE/HREE	32.87	22.10	7.99	11.12	7.4
斜率	$(La/Yb)_N$	80.36	52.10	7.72	12.46	6.09
	$(La/Lu)_N$	99.69	65.62	8.34	14.02	6.62
	$(Ce/Yb)_N$	51.18	31.13	6.17	11.51	5.16

从图 5 和表 3 的对比资料中可以看出：①3 条不同规模、不同类型的含金石英脉其稀土分布模式完全一致，并且和粗粒二长花岗岩及黑云母钾长变粒岩的稀土分布模式十分相似，说明从变质围岩到花岗岩再到含金石英脉，其稀土元素具有同源继承演化特点，三者在成因上相互依存和密切关联。②稀土元素分异演化趋势从围岩—花岗岩—含矿石英脉总量不断降低，分异程度逐渐减弱，曲线斜率递降，由轻稀土富集型，逐渐转变成重稀土相对富集，这种演化趋势对重稀土元素的成矿作用极为有利。根据新疆地质三队的研究资料，本区重稀土元素 Y 与 Au 的地球化学相关性极为密切，先后在 57 号和 65 号放射性异常范围内，发现金不仅与硫化物矿物共生，而且也含在独居石和含铀褐帘石内，表明金矿化与稀土、放射性异常密切共生，两类金属元素的成矿作用可能经历相同过程，利用这一规律可以作为找寻和勘查两类矿床的重要标志。

(二)稳定同位素地球化学演化特征

为了了解本区原生金矿化的成矿热液来源，我们对本区不同类型的含金石英脉，进行了

氢、氧同位素测试研究，测试结果列于表 4。

表 4　大、小金沟地区石英脉包体的氢、氧同位素组成

Table 4　Composition of hydrogen and oxygen isotope of quartz Vein inclusion in the Dajingou　Xiaojingou area

序号	样品号	样品名	采样地点	$\delta^{18}O$‰	δD‰	备注
1	10-B 6	石英	大金沟	16.320	68.210	变质水
2	9 B 7	石英	小金沟	2.632	−71.013	混合水
3	58 B 2	石英	小金沟	8.958	85.039	岩浆水
4	8 B 7	石英	小金沟	2.859	−74.311	混合水
5	40 B 3	石英	大金沟	10.502	80.010	岩浆水

根据 P. Taylor 统计出的不同水的氢、氧同位素组成资料（表 5），对本区石英脉包体水的类型进行划分。

表 5　不同水的氢、氧同位素组成

Table 5　Composition of hydrogen and oxygen isotope of the water of different genesis

水的类型	当代海水	大气水	变质水	岩浆水	地热水
$\delta^{18}O$‰	0	+10 ~ -11	+5 ~ +25	+5.5 ~ +10	+5.5
δD‰	0	+15 ~ -330	-20 ~ -65	-50 ~ -85	-当地大气水D

将本区各类型含金石英脉的氢、氧同位素组成数据投影到图 6 中

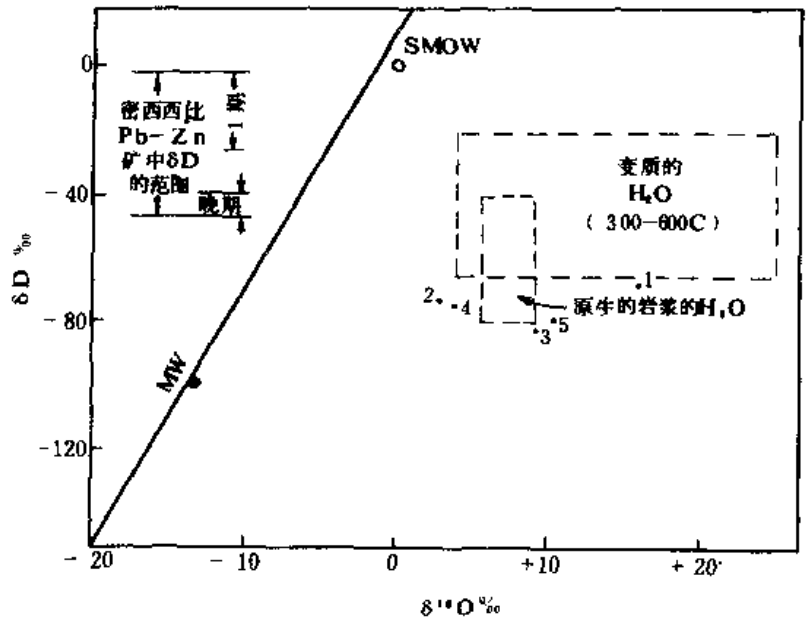


图 6　不同成因 H_2O 的 H、O 同位素组成图解

Fig. 6　Diagram of the composition of hydrogen and oxygen isotope of the water of different genesis

由表 4 可以清楚看到，本区含 Au 石英脉的氢、氧同位素组成复杂多样，反映本区不同性质的成矿热液作用。由图 6 可知，不同性质的成矿热液之间又有密切的联系和过渡，反映成矿热液的某些演化特征。首先从差别来看，一些含矿性差的宽大石英脉，是由变质热液形

成，这些石英脉在空间分布上受东西向韧性剪切带控制，与宽大的硅化退色带伴生，退色带一般宽十几米到几十米，延长几公里到十几公里，石英脉宽度均大于 3m，长几十米，脉内破碎裂隙不发育时一般不含矿，是本区早期石英脉；一些矿化程度好的中小型石英脉，是由岩浆热液形成，这些石英脉主要产于花岗岩与变质岩接触带范围内，与蓝石英硅化带密切伴生，脉宽 0.2—2m 之间，延长几—十几米不等，脉内纵节理裂隙发育，沿裂隙面或顶、底板界面常有硫化物转变而成的脉状、蜂窝状褐铁矿分布，含 Au 性好，拣块取样分析 Au 品位常在 2×10^{-6} 以上，这些石英脉与蓝石英硅化带的界线分明，脉体顶、底板常有厚度不等的黑色断层泥，泥内含 Au 较高，这类脉形成时间晚于前者；另一些矿化程度最高的细脉群型石英脉，是由地热水和岩浆水混合而形成，这些石英脉 受交叉、复合断裂带控制，产于前两类石英脉的侧伏尖灭端或两侧，呈须脉或分枝脉形式产出，受断裂破碎带内的微细裂隙或分枝裂隙控制，细脉宽度 1—2cm 至 10 几厘米，长十几米至几十米，细脉密集成群、平行排列或呈网状交叉，这类脉中 Au 的品位多在 5×10^{-6} 以上，最高达 70×10^{-6}，此类脉成矿深度浅、温度低，矿石中出现 Au、Ag、Sb 的元素共生组合，三者呈正相关，说明矿化作用时间最晚。

(三)成矿元素地球化学演化特征

为了了解本区成矿元素地球化学演化特征，我们统计测量了矿化异常区内各类岩石的背景值如表 6。

表 6 矿化异常区内各类岩石含 Au 背景值(10^{-9})

Table 6 Gold background values (10^{-9}) of all types of rocks in the mineralized district

岩石类型	黑云母变粒岩	石榴石浅粒岩	条带状混合岩	粗粒二长花岗岩
金背景值 X	1.44	1.28	1.24	1.23

再根据异常带内各类岩石的 Au 异常点平均值与其背景值作对比，得出各类岩石在经历各种成矿作用过程中，成矿元素的迁移富集系数如表 7。

表 7 异常带内各类岩石及石英脉中金矿化富集系数

Table 7 Gold mineralizing concentration coefficients of all types of rocks and quartz veins in the anomaly zone

岩石类型 / 统计值	黑云母变粒岩	石榴石浅粒岩	条带状混合岩	蓝石英二长花岗岩	硅化带*	石英脉*
总量(10^{-9})	10742.12	4156.8	99.2	13625.2	247.35	137648.75
样品数	25	16	9	18	17	68
平均值(10^{-9})	429.68	259.8	11.02	756.95	14.55	2024.25
富集系数(倍)	298.39	202.97	8.89	615.41	10.54	1466.85

(* 背景值 1.38(10^{-9}))

对比资料表明，在各类岩石和石英脉中，矿化富集系数是不同的，主要在石英脉中达到高度富集，其平均含量已达到原生金矿体的边界品位。因此，它是寻找和圈定金矿地质体的最佳优选对象，也可说明本区主要形成的是石英脉型金矿床。金为什么在石英脉中高度富集？根据两类事实可以说明：1. 在异常带内除石英脉含 Au 高以外，在其它所有异常高值点、矿化点、矿化体的记录描述中，都有硅化蚀变带相伴生，统计结果表明，硅质溶液是 Au、Ag 等成矿组分的主要运载介质，Au、Ag 等随硅质溶液一起迁移，一起进入构造裂隙带内，当

温度、压力降低，SiO_2 达到过饱和而沉淀、结晶时，部分 Au、Ag 等成矿组分被封存在石英脉的晶洞、晶间和包体之中，形成石英脉中最早期金矿化，其富集系数自然高出其它岩石；2. 含矿石英脉中矿化富集体的分布是不均匀的，从对本区石英脉的观察、对比中，可以概括出以下特点：(1)矿化富集体分布在大、中型石英脉的纵节理裂隙中，特别是裂隙中有石墨和褐铁矿充填时，Au 品位骤然提高；(2)矿化富集体存在于石英脉的上、下盘与围岩接触界面处，尤其是界面处有黑色断层泥或片理化带发育时，金品位增高；(3)在细脉和网脉型石英脉中，常见有黄铁矿细脉沿石英细脉脉壁分布或穿插石英细脉的错裂面，黄铁矿细脉的周边及其尖灭端有褐铁矿环绕包围，这种黄铁矿细脉愈发育，金的品位愈高，并有时可见到明金分布于褐铁矿中。这 3 个特点说明石英脉中金矿化是由多阶段富集而形成。现代不混溶成矿理论认为："高 SiO_2 熔体是高聚合程度的液体，它们与主要呈离子性质的碱金属熔融化合物，诸如氧化物、硫化物、硫酸盐、碳酸盐等是不混溶的，这种不混溶性可导致硅酸盐熔体和富于成矿的液体共存"(吴承栋，1988)❶。因此，当大量 SiO_2 沉淀、结晶时，并不是大量含 Au 化合物均沉淀结晶，而是较多地保留在残余液相中，这些金矿残余热液伴随后期构造作用所产生的裂隙，注入石英脉的纵节理裂隙、脉壁裂隙及蚀变岩片理化带之中，沉淀成矿。"M·博纳梅宗认为含金石英脉实际上是含金剪切带矿床的一种特例。金矿化是后期热液通过浸染砂糖状石英实现的。后者为金属元素富集提供了空间，而构造运动恰恰使早先存在的贫矿化乳白色石英脉成为砂糖状石英的母岩。这种认识提示了早期石英脉变形控金的机理。"本区石英脉不仅有变形控金特征，而且还有被后期碳酸盐脉穿插交代类型，其中也富含 Au，说明本区石英脉型金矿床是由含矿热液经多期充填交代作用而生成，所以石英脉内能达到金的高度富集。

根据 31 件石英脉的样品，进行 Au、Ag、As、Sb、Bi、Hg6 种元素的化学分析结果，用 R 型聚类分析法，算出各元素之间的相关系数，列出相关系数矩阵，作出谱系图，按相关系数大于 0.355 具有相关性，则谱系图中的元素可分成两组：Ⅰ组为具有密切正相关性的组合，有 Au、Ag、Sb、Bi 4 种元素；Ⅱ组为具有负相关性的组合，包括 As、Hg 两种元素。在Ⅰ组中 Ag 与 Sb 相关性最强，相关系数为 0.8752，其后依次是 Au 与 Ag、Au 与 Sb、Au 与 Bi 相关系数分别为 0.83、0.75、0.25 依次降低。这种密切正相关性表明 4 种元素在本区具有极相似的地球化学性质，在金矿成矿作用过程中，它们共同在石英脉中形成矿化富集体；Ⅱ组中 As 与 Hg 相关系数为－0.4，具负相关性，说明两者是两个不同成矿阶段的产物，由于两者与Ⅰ组都不具有相关性，说明含矿石英脉中 6 种元素是三个不同成矿阶段形成的。As 的成矿阶段较Ⅰ组早，在高温环境中形成；Hg 的成矿阶段较Ⅰ组晚，在低温环境中形成。这种成矿元素地球化学组合规律，进一步说明本区金矿的地质成矿作用具有多期和多阶段性。

四、结　　论

通过以上论述，可以得出如下结论：

❶ 吴承栋，1988，70 年代以来成矿理论的进展和动向，国外矿产资源，地质部情报研究所。

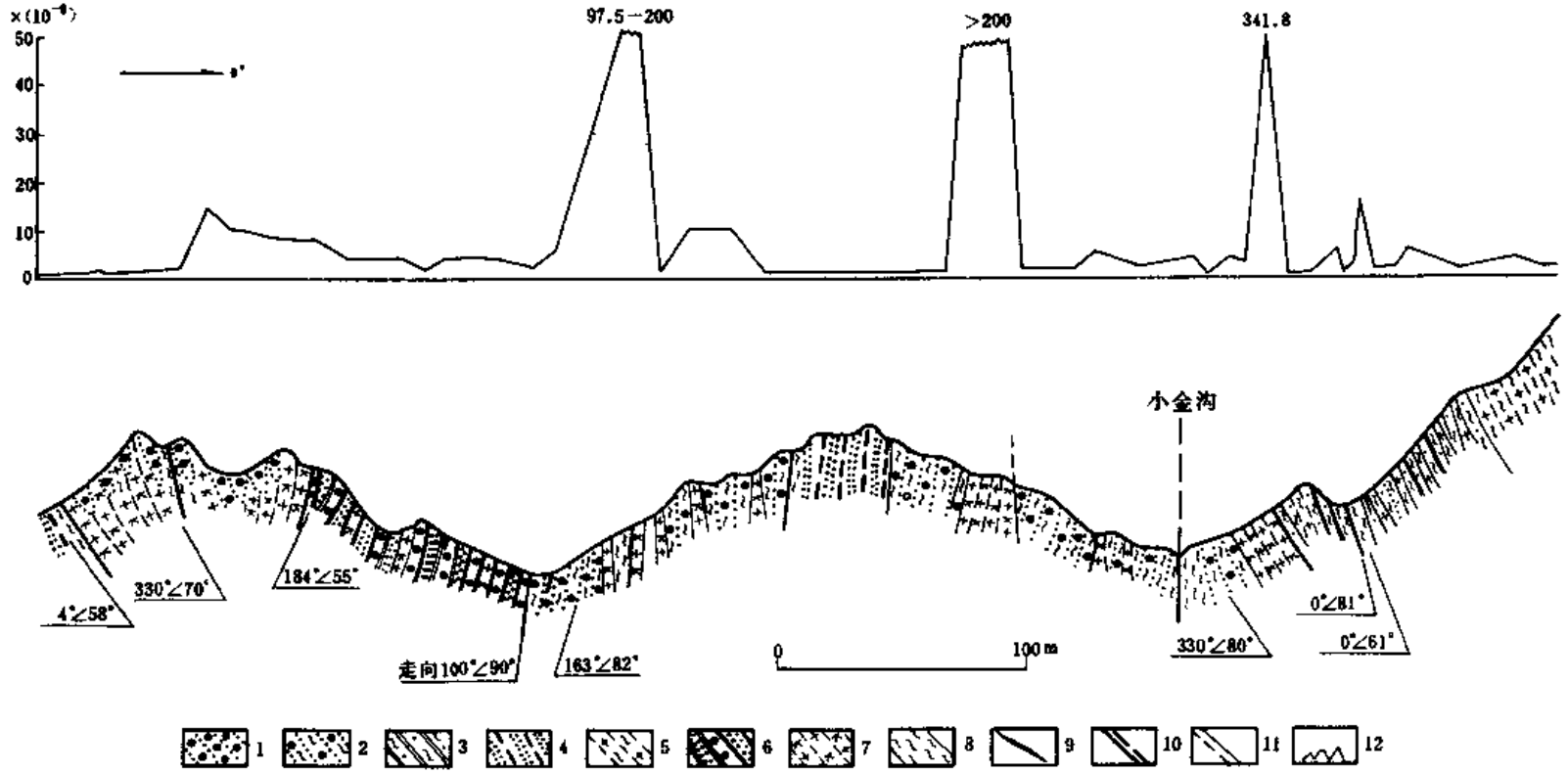


图 7　小金沟实测地质剖面图

Fig. 7 Xiaojingou measured geological section

1—石榴石浅粒岩；2—石榴石黑云母变粒岩；3—条带状混合岩化黑云母变粒岩；4—石墨浅粒岩；5—片麻状二长花岗岩；6—混合岩化石榴石浅粒岩；7—粗粒二长花岗岩；8—挤压片理化破碎带；9—石英脉；10—实测与推测断层；11—实测与推断地质界线；12—金异常

(一)Au 矿化严格受控于二长花岗岩体

新疆库鲁克塔格地区广泛分布有早元古代二长花岗岩杂岩。按其地质产状、岩石组构、原岩成分差异和形成时间先后，出现两种类型。两种类型的二长花岗岩，都是在统一的区域变质作用序列性演化过程中形成的。早期片麻状细粒二长花岗岩，其岩浆形成时的温度较低，低熔岩浆成分较多，因而对矿化富集作用影响较差，在该种花岗岩分布区，未见明显的金异常(见图 7)；晚期块状粗粒二长花岗岩，可以说是区域变质作用达到高峰期的产物，岩浆成分不断增加，岩浆作用范围增大、增强，因而对本区金矿成矿作用影响很大。本区金矿化异常带均沿此种二长花岗岩体与围岩的接触带分布(见图 7)，以致造成本区原生金矿化集中区产出部位，严格受粗粒二长花岗岩体产状、形状和分布范围控制，矿化富集中心常分布在岩体边缘接触带内。

(二)叠加的热液作用是主要的富矿作用

根据稳定同位素地球化学演化特征，可知本区金的成矿热液具有多种来源，经历多期成矿作用演化过程，从变质热液作用→岩浆热液作用→地下水混合热液作用，促使矿质的富集系数不断提高而形成工业矿体。因此可以认为金矿化异常区内，叠加成矿作用的次数越多，越易形成有工业价值的富矿，叠加成矿带可作为重要找矿标志。

(三)石英脉是最重要的金矿化载体

成矿元素地球化学演化模式指明：1. 石英脉是最重要的金矿化载体，因此本区主要形成石英脉型金矿；2. 石英脉有不同类型，受不同构造条件控制，其含矿性也不同，可根据其典型特征对石英脉评价；3. 成矿元素具有多阶段成矿演化特点，不同阶段其组合不同，根据元素组合特点，可指导找矿和评价石英脉。此外，本区与金伴生的元素还有重稀土、放射性元素，通过对放射性异常的测量和研究，可以指导金矿的找矿和评价工作。

总之，本区早元古代二长花岗岩的成岩演化作用与成矿演化作用密切相关，根据该类岩体的区域分布规律，可为金的区域找矿工作提供科学依据。

本文是在国家 305 项目办公室有关领导支持下完成的，野外工作得到新疆三大队五分队全体同志的协助，在此表示感谢。

参 考 文 献

[1] 黄汲清、姜春发、王作勋，1990，新疆及邻区板块开合构造及予风琴式运动，新疆地质科学，第 1 辑，地质出版社。

[2] HUGH P. TAYLOR. JR. 1985，热液矿床中氧和氢的同位素关系，热液矿床地球化学(上册)，地质出版社

PETROGENETIC MODEL AND METALLOGENESIS OF THE BLUE QUARTZ MONZONITIC GRANITE OF THE EARLY PROTEROZOIC IN KURUKERTAG AREA, XINJIANG

Yang Tianqi

(Changchun University of Earth Sciences)

Abstract

The early Proterozoic blue quartz monzonitic granite are widely distributed on the faulted-lifted zone of the northern margin of the Tarim Platform. This magmatic complex was formed in the geothermal system of the palaeoplatform margin, it is closely related to the regional crustal evolution and metamorphism, and formed by the remelting and replacement of the crustal rocks. During the process of formation and evolution, the granite played important role in the gold mineralization, it controls the contribution of the gold concentration of this area. According to the National 305—V_{20} Project of Xinjiang, the author discusses the petrogenitic model of the granite and its role in the metallogenesis on the basis of the synthetical features of the geological setting which the granite formed, the petromineralogy, petrocheistry REE, stabie isotope, and geochemistry of minerogenetic element, so as to provide scientific basis for regional prospecting.

东天山火山型铁矿床的产出特征及成矿机制

何大伦　周济元　茅燕石

（成都理工学院）

一、火山型铁矿床的产出特征

东天山地区属于准噶尔板块和塔里木板块的海西碰撞带（张良臣等，1985）。该带包括塔里木板块北缘的觉罗塔格岛弧造山带、康古尔塔格-黄山地缝合带、准噶尔板块南缘大南湖-头苏泉岛弧造山带和哈尔力克-博格达弧后盆地冲断带。火山型铁矿床主要分布在阿齐山-雅满苏岛弧造山带（即觉罗塔格岛弧带，简称阿-雅铁矿带）和哈尔力克-博格达弧后冲断带（简称哈-博冲断带）。阿-雅铁矿带以铁矿浆喷溢型、贯入型、喷气热液沉积型和火山热液充填交代型铁矿床为主，以类型多、规模大、分布广为特征。哈-博冲断带型铁矿带的铁矿床主要以次火山型铁矿床为主，类型少，分布零星（图1）。

铁矿床的产出时代及地层。阿-雅铁矿带的铁矿床主要产在早石炭世小热泉子组玄武-安山-英安流纹岩夹灰岩建造，或细碧-角斑岩夹灰岩建造，以及晚石炭世的沙泉子组英安流纹岩建造。冲断带型铁矿带的铁矿床主要产在晚石炭世的双峰式富碱玄武岩-流纹岩建造末期的基性—中酸性次火山岩建造中。

控矿构造，除了大地构造环境控矿外，区域控矿构造主要是火山穹隆和由多个火山喷发中心组成的火山喷发区（如雅满苏喷发区是由雅满苏、沙泉子和库姆塔格喷发中心组成；哈尔力克冲断带有牙英依拉克喷发区、石灰窑达坂喷发区以及安拉沟—板房沟等喷发区）。火山穹隆和喷发区在空间上沿构造带走向呈等间距分布，其喷发强度有差异。如觉罗塔格岛弧造山带，有阿齐山-赤龙峰火山穹隆、雅满苏—沙泉子喷发区和马庄北山喷发区。其规模由西向东减小。阿齐山-赤龙峰穹隆长约120km、宽约25km，雅满苏—沙泉子喷发区长约120km，宽20km，马庄北山喷发区仅长10余公里，宽5km。火山型铁矿床主要与火山口有关。一般火山穹隆或喷发区中，喷发规模最大的主火山口往往位于穹隆或喷发区中心地带，如铁岭和雅满苏。主火山口往往经过早期强烈喷发后，由于深部岩浆房垮塌形成规模较大的破火山口或火山盆地，如铁岭火山盆地后期沉积有碳酸盐岩和火山碎屑岩，并有后期花岗岩基侵位。雅满苏喷发区南侧也有火山盆地。在主火山口周围往往形成火山喷发早期的矿浆喷溢型磁铁矿矿床。矿体主要分布在早期喷发韵律层的凝灰岩中，如铁岭铁矿床。在火山穹隆四周边缘区往往分布着很多侧火山口，如阿齐山火山口、红云滩火山口，多头山、百灵山、骆驼峰和

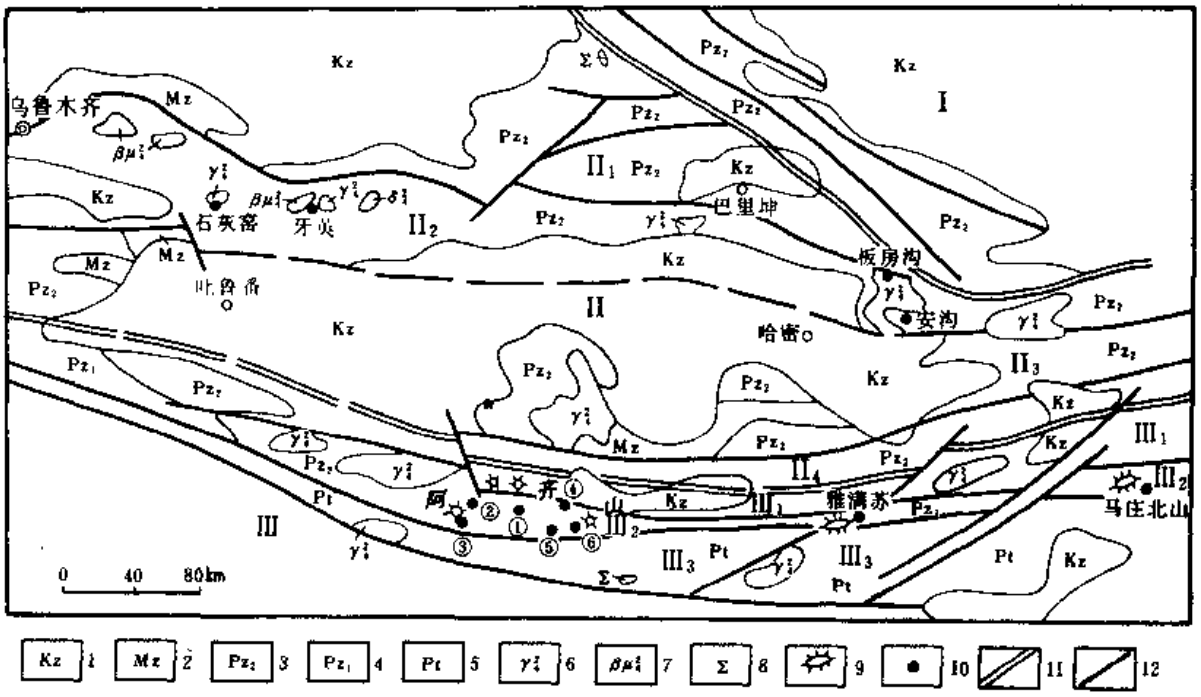


图 1 东天山板块构造分带与火山型铁矿床分布略图(据周济元,1990 年修改)

Fig. 1 Plate tectonics and distribution of volcanic-type iron deposits in eastern Tianshan mountain

1—新生界;2—中生界;3—上古生界;4—下古生界;5—元古界;6—海西期花岗岩;7—海西期基性岩;8—超基性岩;9—古火山口;10—铁矿床及编号(①—铁岭;②—阿一矿;③—红云滩;④—骆驼峰;⑤—多头山;⑥—赤龙峰);11—板块缝合线;12—断裂

Ⅰ—西伯利亚板块;Ⅱ—准噶尔板块;$Ⅱ_1$—将军庙块体;$Ⅱ_2$—哈尔力克-博格达弧后裂谷冲断带;$Ⅱ_3$—大南湖头苏泉岛弧带;$Ⅱ_4$—梧桐窝子蛇纳塔尔海沟带;Ⅲ—塔里木板块;$Ⅲ_1$—黄山康古尔塔格海沟带;$Ⅲ_2$—觉罗塔格岛弧带;$Ⅲ_3$—中天山地体

赤龙峰等侧火山口及铁矿床在穹隆西缘的阿齐山火山口和红云滩火山口以矿浆喷溢型和贯入型赤-磁铁矿床紧密共生在第 2、第 3 韵律层凝灰岩中。穹隆东缘的百灵山、骆驼峰、赤龙峰等火山口伴生有矿浆贯入型,火山热液充填交代型和喷气热液沉积型赤铁矿床。矿体主要分布在第 4—6 韵律层中。各类铁矿床的地质特征见表 1。

与铁矿床有直接联系的火山岩,在阿齐山-赤龙峰穹隆主要为富碱英安岩,在雅满苏喷发区主要为石英角斑凝灰岩。冲断带型铁矿床主要与基性—中酸性侵位体中的花岗闪长斑岩有关。这些中酸性火山岩或次火山岩,一般富碱铝,$Na_2O+K_2O=(6.30—9.14)\%$,$Al/(Si+Al)=0.201—0.295$,或 $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)=0.75—1.16$;含铁总量变化大,$\Sigma Fe=(4.12—12.87)\%$;富高价铁,$Fe^{3+}/\Sigma Fe=0.52—0.63$,$Fe^{3+}/Fe^{2+}=1.27—1.59$,详见表 2。此外,在同一火山穹隆区内,含矿火山岩的岩石成分仍有变化。特别是碱金属和铁的总量变化较大。如阿齐山-赤龙峰穹隆的含矿英安岩,含碱量在(6.3—8.79)%,ΣFe 为(4.12—12.89)%,而高价铁和铝的含量较稳定。可是产在穹隆不同位置的铁矿床,不仅矿床成因不同,而且铁矿石的高价铁的含量则有规律性的变化。在中心区的铁岭铁矿床的喷溢型磁铁矿石的 $Fe^{3+}/\Sigma Fe=0.782$、$Fe^{3+}/Fe^{2+}=2.94$,比较低;穹隆西缘的阿一矿、红云滩两个喷溢和贯入型共生矿床的赤-磁铁矿石的 $Fe^{3+}/\Sigma Fe=0.742\ -0.795$,$Fe^{3+}/Fe^{2+}=9.86—11.7$;穹

隆东缘的多头山、骆驼峰和赤龙峰的喷气沉积或矿浆贯入和气液交代充填型赤铁矿矿石的 $Fe^{3+}/\Sigma Fe=0.859$—0.982，$Fe^{3+}/Fe^{2+}=17.43$—112.6。这种规律性的氧化程度增高的变化，可能具有普遍的意义。

表 1　各类火山型铁矿床的地质特征

Table 1　Geological features of all the volcanic-type iron deposits

矿床类型	矿体形态产状	矿石结构构造	矿物成分	围岩蚀变	实例
矿浆喷溢型铁矿床	矿体呈层状、似层状分布在火山内外凝灰岩中，呈整合接触，在下盘有少量铁矿脉穿入灰岩中	矿石具角砾状、气孔状、条带状、层纹状、流纹状构造，细粒自形、半自形或它形、尘状结构，局部有交生结构，后生黄铁矿交代磁铁矿较普遍	磁铁矿为主，少量赤铁矿、镜磁铁矿，有的以磁-赤铁矿为主，伴有后生黄铁矿石榴石、透辉石等	矿体上盘凝灰岩中有后生矽卡岩化带及黄铁矿化蚀变	铁岭、雅满苏、阿一矿及红云滩一部分、黑峰山、马庄北山等
矿浆贯入型铁矿床	矿体呈脉状、透镜状、似层状，沿构造裂隙、层间裂隙分布在火山机构周围	矿石具角砾状（铁矿呈角砾）、条带状、乳滴状、豆状构造（由霏细状石英、放射状赤铁矿组成），赤铁矿呈片晶、微晶、自形晶结构，包含结构（磁铁矿包在赤铁矿集合体中）	赤铁矿、镜磁铁矿、假象赤铁矿、少量磁铁矿，脉石矿物以石英、阳起石、石榴石、透辉石、绿泥石等	矿体上下盘有矽卡岩化铁矿物被阳起石、石榴石胶结，伴有黄铁矿黄铜矿少量	白灵山、多头山、阿三矿、红云滩、骆驼峰、沙泉子、马庄北山各一部分
火山热液充填交代型赤铁矿床	矿体呈脉状沿断裂带充填在火山口周围及较远的裂隙中	矿石具角砾构造（由铁质胶结矽卡岩矿物）、块状、浸染状构造、自形、半自形、它形粒状结构、交代结构	以赤铁矿为主，个别矿床以菱铁矿为主，伴有黄铜矿、黄铁矿、石英、方解石等	矽卡岩化、硅化、绿泥石化、黄铁矿化发育	小尖山、红铁滩、粉红山、菱铁滩
喷气热液沉积铁矿床	矿体呈层状、似层状、透镜状与火山口周围的安山角砾凝灰岩呈整合接触	矿体具细晶鳞片状、粉末状构造，微晶、层纹状、条带状、块状、角砾状构造，微晶、自形晶结构，霏细结构、隐晶结构	以赤铁矿为主，有的以菱铁矿为主，伴有少量磁铁矿、褐铁矿，脉石以碧玉为主有时有石膏	弱硅化、绿泥石化、赤铁矿化	赤龙峰、库姆塔格等
次火山型铁矿床	矿体多产在花岗岩或花岗闪长斑岩与火山岩接触带，呈蝌蚪状透镜状、似层状分布在中基性火山岩中	矿石具细粒致密块状、浸染状、条带状构造，自形、半自形晶粒状结构、交生结构	矿石以磁铁矿为主，次有黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、孔雀石、铜蓝和绿泥石绿帘石、石英等	次生石英岩化、绿泥石化、绿帘石化、硅化等	英牙依拉克、石灰窑达坂、安拉沟及板房沟等

在阿-雅铁矿带的铁矿床中，均或多或少地伴有铜、锌、钴、金、钨、锰等元素。其量由西向东铜、锌、钨略有降低，锰、钴、金增高，详见表 3。

表 2　阿-雅铁矿带不同成因类型铁矿床的产出位置与含矿火山岩、矿石特征

Table 2　Occurrences of different genetic-type iron deposits, and features of ore-bearing volcanic rocks and ores in Aqishan-Yamansu iron deposit belt

矿床产出位置		阿齐山-赤龙峰穹隆						雅满苏喷发区
		西缘		中心区	东缘			
火山口及矿床名称		红云滩	阿一矿	铁岭	骆驼峰	多头山	赤龙峰	雅满苏
矿床成因类型		矿浆喷溢、贯入型	矿浆喷溢、贯入型	矿浆喷溢型	矿浆贯入气液交代型	矿浆贯入气液交代型	喷气沉积型	矿浆喷溢型
含矿火山岩	Na_2O+K_2O(%)	6.3	7.34	7.90			8.79	9.16
	ΣFe(%)	7.2	4.2	4.12			12.87	7.12
	$Fe^{3+}/\Sigma Fe$	0.52	0.63	0.57			0.61	0.56
	Fe^{3+}/Fe^{2+}	1.37	1.59	1.27			1.583	1.39
	Al/(Si+Al)	0.295	0.239	0.201			0.212	0.236
矿石	$Fe^{3+}/\Sigma Fe$	0.724	0.795	0.782	0.859	0.973	0.982	0.684
	Fe^{3+}/Fe^{2+}	9.86	11.7	2.94	17.43	77.83	112.6	2.34

表 3　阿-雅铁矿带从西向东铁矿床中伴生多金属元素(单位%)

Table 3　Associated poly-metallic elements in the iron deposits west-easterly in Aqishan-Yamansu belt

火山喷发地区			Cu	Pb	Zn	Co	V_2O_5	Mo	W	Au (10^{-9})	As	Mn
阿齐山-赤龙峰穹隆	西缘	红云滩	0.015—0.17 (0.67)*	0.037	0.0036 — 0.089	0.023	0.004 — 0.006				0.009	
		阿一矿	0.04—0.25 (0.90)				0.004 — 0.006		0.60			0.09 — 0.25
	中心区	铁岭	0.01—0.05 (1.05)			0.024 — 0.086	0.014			0.06 — 0.51		0.04 — 0.06
	东缘	多头山	0.12—0.30 (0.60)		0.01 — 0.05			0.001 — 0.03			0.001 — 0.002	0.06 — 0.2
		铁红山	0.02			0.002 — 0.003						0.03 — 0.04
		赤龙峰	0.01—0.03 (0.12)			0.002 — 0.003				0.06 — 1.3		
雅满苏喷发区	西区	雅满苏	0.05 — 0.46	0.01	0.003 — 0.015	0.013			0.03			0.11 — 0.30
	东区	沙泉子	0.013—0.03 (0.138)			0.03 — 0.236						
马庄北山		马庄北山							0.048		0.0015	

* 局部地段最高平均值

二、火山型铁矿床的成矿机制

(一)成矿物质来源

1. 铅同位素资料

阿-雅铁矿带主要铁矿床的矿石铅同位素分析资料(表 4),据正常铅单阶段模式 H-H 法年龄值往往比实际年龄值偏高或偏低。在$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ 单阶段正常铅演化模式图上投点,部分点落在正常铅增长曲线之外。说明矿石铅有放射性异常铅混染,而且年龄值呈线性关系。根据异常铅法计算的年龄值,$t_1=30.9$ 亿年。说明成矿物质可能来自 30.9 亿年的古老基底岩石的分熔或混染。在$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 构造判别图上(据 Dee,B. R.,1979)投点,本区成矿物质来自克拉通化地壳,即地幔岩与造山带之间的岛弧造山带。

表 4 阿-雅铁矿带主要铁矿床的铅同位素组成

Table 4 Lead isotopic composition of main iron deposits in Aqishan-Yamansu belt

矿床名称			阿齐山	铁岭	小尖山	菱铁滩	雅满苏	马庄北山
测定矿物			假象赤铁矿	磁铁矿	赤铁矿	菱铁矿	磁铁矿	赤铁矿
同位素组成	$^{206}Pb/^{204}Pb$		18.14±0.02	18.14±0.01	19.09±0.03	17.94±0.004	18.00±0.005	18.05±0.02
	$^{207}Pb/^{204}Pb$		15.52±0.01	15.58±0.008	15.50±0.02	15.47±0.001	15.56±0.004	15.52±0.006
	$^{208}Pb/^{204}Pb$		37.89±0.02	38.10±0.01	37.71±0.03	37.67±0.005	38.09±0.007	37.78±0.01
年龄值(Ma)	H-H 法		260.8	59.80	272.9	346.1	411.8	377.8
	I·S·S	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	362.4	107.8	393.6	547.4	449.4	437.1
		$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	946.8	449.8	1054	1196.3	690.8	946.8
采用年龄(Ma)			362.4	449.8	272.7	346.1	411.8	327.9
备注			异常铅法年龄值 $t_1=30.9\times Ga$, $t_2=340\times Ma$, $r=0.253$					

从铅同位素年龄值和地质条件看,各铁矿床的成矿年龄,如阿齐山、小尖山、马庄北山和菱铁滩铁矿床为 272.7—362.4Ma,属海西中期到晚期。雅满苏和铁岭的年龄值为 411.8Ma 和 449.8Ma,应属泥盆纪到奥陶纪,比目前公认的地层时代老,是否属于奥陶纪和泥盆纪有待研究。但从表面年龄值,可看出穹隆中心老,西缘矿石年龄比东缘老。

2. 稀土微量元素资料

阿-雅铁矿带铁矿床的矿石中稀土微量元素与含矿火山岩围岩相比(表 5),轻重稀土元素比值相近,在 3.58—5.15 之间,属富轻稀土型,Eu/Sm 比值≤0.35,属弱 Eu 亏损型。稀土总量,围岩比矿石高 1.5—10 倍。说明成矿物质来自玄武安山岩浆体系。

据 La/Sm-La 图解(M. Treuil 等,1975)判别,阿-雅矿带火山岩浆,在早石炭世以批式部分熔融为主,晚石炭世以平衡结晶为主。据 Minster,J. F. 等人(1977)的批式部分分熔公式计算,早期的分熔程度 $F=9.3\%$—26.3%,晚石炭世为 4.2%—7.6%,分异指数(程度)$f=$

表 5 阿-雅铁矿带主要铁矿床和围岩的稀土元素对比

Table 5 Correlation of REE in the iron deposits and in their country rocks in Aqishan-Yamansu belt

样号	矿区名称	岩矿类型	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣREE*	$\frac{LREE}{HREE}$	$\frac{Eu}{Sm}$	$\frac{La}{Lu}$
1	雅满苏	石英角斑岩	6.8	13.1	6	1.8	0.3	0.46	2.1	0.33	46.48	3.58	0.17	20.6
2	阿齐山	安山岩	12.4	28	13	3.39	0.99	0.57	2.35	0.90	72.62	5.15	0.29	31
3	雅满苏	矿浆喷溢	0.41	—	—	—	0.16	<0.2	0.23	0.05	4.96	3.97	0.19	8.2
4	白灵山	贯入型矿石	6.9	—	—	1.2	0.08	0.18	0.4	0.05	19.2	3.37	0.06	95
5	马庄北山	喷-贯型	2.3	<4	1.2	0.45	0.16	<0.1	0.37	0.09	8.4	2.507	0.35	38.3
6	小尖山	热液充填	4.7	9	11.7	1.7	0.2	0.18	0.73	0.09	34.67	5.04	0.12	52.2

* 未分析元素用内插法推算

39.5%—95%。所以早、晚石炭世的岩浆分熔程度低、富碱富硅富气，结晶分异程度高，有利于中酸性含矿岩浆的形成。

(二)成矿物化条件

1. 铁矿床成矿温度和压力

各类铁矿床的成矿温度(表 6)虽有变化，但变化不显著。总的是矿浆贯入型较高，在 390℃—500℃，矿浆喷溢型在 300℃—480℃，喷气热液沉积型为 270℃—385℃，相对较低。矿浆贯入型铁矿石中伴生的粹火状隐晶质或霏细状石英与铁矿物的温度相近似，为 310℃—390℃。黄铁矿的温度较低为 150℃—320℃，属于后生叠加矿物。

表 6 阿-雅铁矿带不同矿床的成矿温度*

Table 6 Metallogenic temperatures of iron deposits in Aqishan-Yamansu belt

矿床类型	矿浆喷溢型						矿浆贯入型				喷气热液沉积型		
矿床名称	雅满苏				铁岭		阿齐山		白灵山	马庄北山	赤龙峰	库姆塔格**	
测定矿物	磁铁矿	穆斯堡石榴石	细粒黄铁矿	粗晶黄铁矿	磁铁矿	黄铁矿	赤铁矿	石英	黄铁矿	赤铁矿	赤铁矿	菱铁矿	铁白云岩
温度(℃)	300	260	210	150	360	220	390	310	440	300		370	390
	340	290	250	220	480	240	420	390	500	320	270	385	410

* 爆裂温度； ** 引用贾书振(1980 年)

成矿压力，据贯入型铁矿床中石英团块的包体成分的 CO_2 含量与成矿温度，求得压力为 300×10^5Pa。

2. 包体成分，据阿一矿贯入型铁矿石中的石英包体成分分析(表 7)，流体为含大量 CO_2、CO、F_2、Cl_2、CH_4、H_2S 气体，较高的含 F、Cl 盐，盐度为 29.75%(wt)，气：液=1：5.8。流体的 pH=6.23，Eh=0.7314(V)，属于弱酸弱氧化环境。

3. 铁矿石的氢氧同位素

据几个矿区磁铁矿和赤铁矿的氧同位素和伴生石英包体的氢同位素资料(表 8)，可看出铁矿浆的氧同位素为 $\delta^{18}O_{浆}=-5.42‰$—4.74‰，和 9.71‰—11.39‰，$\delta D=-68.94‰$，

均未落在岩浆水范围，而属于地下水或变质水。它与四川康滇地轴上的火山型铁矿床的氧同位素很相近，属于非岩浆氧同位素。

表 7　阿--铁矿床矿石中包体成分

Table 7　Enclosure composition of ores in Aqishan　Yamansu iron deposits

组　　分	K^+	Na^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	HCO_3	CO_2	CO	CH_4	SO_4^{2-}	气：液
含量(μg/10g)	15.87	51.28	117.22	7.33	70.82	195.36	866.91	634.05	84.87	8.91	128	1：5.8
盐　　分	KF	NaF	CaF	$CaCl_2$	$MgCl_2$	Cl	HCO_3	H_2S	pH	Eh(v)	盐度(wt)%	
含量 Mg（当量/L）	0.041	0.2229	0.053	0.239	0.021	0.031	1.43	0.13	6.23	0.7314	29.25	

表 8　阿-雅铁矿带铁矿石的氢氧同位素

Table 8　Hydrogen and oxygen isotopes of iron ores in Aqishan-Yamansu belt

矿床类型	矿浆喷溢型			矿浆贯入型			矿浆喷溢型
矿区	雅满苏		铁岭	马庄北山	阿—矿		四川康滇地轴
测定矿物	磁铁矿	石榴石	假象赤铁矿	赤铁矿	假象赤铁矿	石英	赤铁矿
δD(‰)		−94.37				−68.94	
$\delta^{18}O_{矿}$(‰)	3.53	6.15	−0.68	3.29	6.3	14.00	
$\delta^{18}O_{液}$(‰)	11.39	8.14	−2.31	−5.42	4.74	9.71	−4.47—0.79

（三）铁质在成矿过程中的搬运形式

火山型铁矿床中铁质的搬运形式，也就是铁矿浆的形成机制，目前仍是国内外学者争论的问题。归纳起来有岩浆结晶分异说、岩浆深部熔离说、交代说以及沉积重熔说等多种观点。笔者 1980 年在研究康滇地轴火山型铁矿床时，曾提出了铁矿浆是由深部岩浆房的射气和地下水氧化，逐渐演化形成的观点。具体的说，铁质以 $FeCl_3$ 或 $FeCl_2$ 气体从岩浆房中析出，在上升过程中逐渐与地下水发生氧化反应，形成矿浆流体或熔体。由于这种观点尚未被公认，笔者再以阿-雅铁矿带的实际资料，证明该学说观点的正确性。

1. 在同一喷发区，同源不同期、不同构造位置的相同成因类型的铁矿床，矿石的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值不同，氢氧同位素也不同。

前面已述阿齐山-赤龙峰火山穹隆中，不同喷发阶段，不同位置的矿浆喷溢型、贯入型铁矿床的铁矿石的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值相差很大，说明铁矿浆在成矿过程中，可以经历不同的物化环境和不同的地球化学演化过程。即是说，$FeCl_3/FeCl_2$ 气体和地下水发生氧化反应时的温度、压力、pH、Eh、fo_2 不同，地下水的丰富程度不同，可引起反应过程产生的氢氧同位素分馏和不同氧化程度铁矿石的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值的变化。相反，如果铁矿浆是从深部岩浆房分异或熔离形成的残余熔浆，在上升迁移过程中一直处于高温高压状态，pH、Eh 在短暂的时间范围内，对矿浆的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值和氢氧同位素影响不大，各地同类铁矿床的铁矿石成分、氧化程度、氢氧同位素应相近。

2. 稀土元素、微量元素、伴生元素说明铁质是以气体搬运。

从前述稀土资料可看出，铁矿石的稀土元素含量及稀土总量均比同期围岩的火山岩低几倍到几十倍。如果铁矿浆是岩浆分异晚期残浆，应当含有比围岩火山岩有更高的稀土元素含量或总量。因为稀土元素是典型不相容元素，不易进入固态硅酸盐矿物中，相对在残浆中富集。矿浆实际比岩浆岩低，说明不是岩浆分异产物。相反，在铁矿石中含 W 高达(300—6000)×10^{-6}，钨是挥发性较强的元素，WCl_4 挥发性强，铁质以 $FeCl_3$ 气体形式迁移，使 WCl_4 紧密伴生。由于铁是气体迁移，所以，在铁矿石中的 V_2O_5、Co、Ni、Cr 等亲铁元素含量较低。而气水热液迁移元素 Cu、Mn、Zn、W、As 相对较高。

3. 数学地质资料也证明铁质单独迁移

对本区主要铁矿床均进行了 R 型和 Q 型因子分析，结果表明各类火山型铁矿床的主因于元素组合基本相同，TFe 和 FeO 均作为独立主因子存在，而 S、Cu 和 P、Si、Mn 等分别为第 2，第 3 主因子组合，说明矿浆中的元素来源不同，进入矿浆的时间先后不同、方式不同。以雅满苏铁矿床的矿石成分的 R 型和 Q 型因子分析为例(表 9)，R 型第一主因于的元素组合为 TFe、FeO(图 2)；第二主因子组合为 Cu，S；第三主因子为 Si、P 组合。第一主因于代表铁质来自深源岩浆的还原性铁质活动；第二主因子代表火山热液作用使铜硫化物加入成矿；第三主因子代表围岩中 Si、P 等物质的混染作用

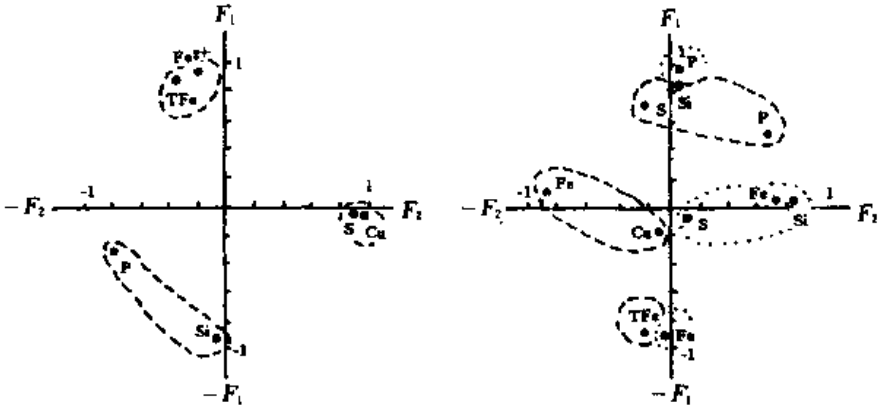


图 2　阿-雅铁矿带不同类型铁矿的 R 型主因子图解

Fig. 2　R-type principal factor diagram of different types of iron deposit in Aqishan-Yamansu

A—雅满苏喷溢型；B—百灵山矿浆贯入型(段线)、赤龙峰喷气热液沉积型(点线)

表 9　雅满苏铁矿床矿石成分的 R 型因子分析

Table 9　R-type factor analysis of ore composition in Yamansu iron deposit

特征值	正交因载荷(或称因子得分)					
	TFe	FeO	S	P	SiO_2	Cu
$\lambda_1=3.4149$	0.886	0.9442	−0.0384	−0.8320	−0.9672	−0.0349
$\lambda_2=2.1745$	−0.3976	−0.2356	0.9881	−0.3172	−0.0601	0.9884
$\lambda_3=0.2987$						

Q 型因子分析结果，其结论与 R 型相同(表 10)。第一主因子代表样品为 TFe、FeO 特高，SiO_2 低，显示了矿浆的喷溢成矿作用；第二主因子代表样品的 Cu、S 特别高，TFe 低，反映了火山热液作用。

表 10　雅满苏铁矿床矿石成分的 Q 型因子分析

Table 10　Q-type factor analysis of ore composition in Yamansu iron deposit

主因子得分	样号	成分						表的地质作用
		TFe	FeO	S	P	SiO_2	Cu	
$F_1=1.2077$	6	57.40	24.48	4.25	0.009	7.36	0.11	TFe、FeO 高、Cu、S 低，代表矿浆喷溢成矿作用
$F_1=1.1920$	7	59.13	24.25	3.13	0.008	7.40	0.06	
$F_2=0.7850$	2	35.36	14.06	25.56	0.011	11.62	0.46	Cu、S 高，TFe、FeO 低代表火山热液成矿作用

综上资料证明火山型铁矿床的矿浆不是深源岩浆分异产物，而是铁质以 $FeCl_3$ 气体从岩浆房析出，上升过程与地下水，在不同温度和压力、pH、Eh、fo_2 条件下，经过不同丰富程度的地下水的化合反应，在不同阶段、不同地段形成不同类型铁矿床和不同氧化程度的铁矿石。其成矿模式见图 3。

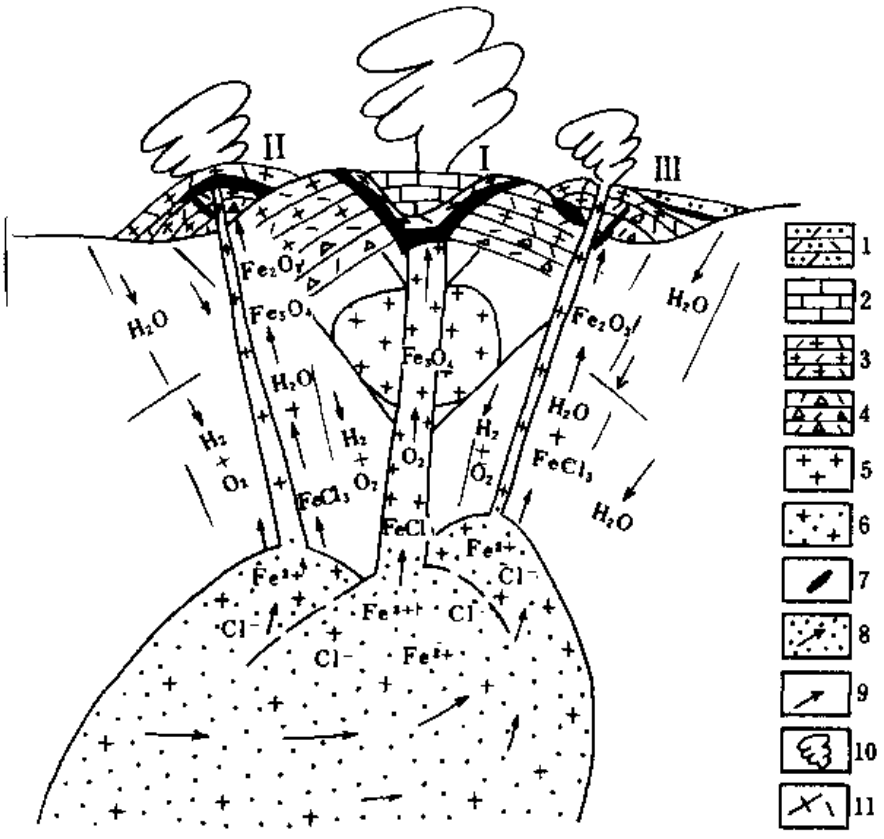


图 3　东天山火山型铁矿床成矿模式图

Fig. 3　Metallogenic model of volcanic－type iron deposits in eastern Tianshan mountain

1—凝灰质砂岩；2—灰岩；3—中酸性凝灰岩及熔岩；4—火山角砾岩；5—浅部岩浆房；6—深部岩浆房；7—铁矿体；8—深部残余熔浆及 Fe^{3+}、Cl^- 离子受地球自转惯性力向东运移方向；9—老变质岩层中的地下水运移方向；10—火山喷发口；11—火山口周围岩层中的裂隙

Ⅰ—早期主火山口喷溢磁铁矿浆的演化过程；Ⅱ—中期西部侧火山口喷溢和贯入型赤磁铁矿浆的演化过程；Ⅲ—晚期东部侧火山口喷气沉积＋热液交代＋矿浆充填型赤铁矿床的演化过程

（地下水向下分解成 H_2+O_2，早期 $FeCl_{3气}+O_{2气}\rightarrow Fe_3O_{4液}+Cl_{2气}\uparrow$；中期 $FeCl_{3气}+H_2O_{气}$（或 O_2）$\rightarrow Fe_2O_{3液}+Fe_3O_{4液}+HCl_{气}\uparrow$；晚期 $FeCl_{3气}+H_2O_{液}$ 形成含铁气水溶液，经过喷发沉积、交代和沸腾形成矿浆等赤铁矿矿床）

(四)火山型铁矿床成矿系列及成矿模式的简要说明

1. 富碱富气中酸性岩浆的形成

本区的含矿火山岩浆主要为富碱英安岩、石英角斑岩和花岗闪长斑岩岩浆。它们富高价铁，$Fe^{3+}/\Sigma Fe=0.52-0.63$。现代岩浆理论认为，岩浆中的金属元素以及硅、铝与氧或挥发组分 F、Cl、S、CO_2 等，组成带电金属氧化物(或氯化物、硫化物、碳酸盐化合物)多面体和硅铝酸盐群聚态组。在高温高压条件下带正电的金属氧化物多面体和硅铝酸盐群聚态组带负电离子团之间，处于不断结合、不断分离的动态平衡。在岩浆房处于相对稳定的构造环境时，各类群聚态组因密度不同，发生液态重力分异。在岩浆房顶部(上部)因地压力比深部小，在顶部形成富碱富气偏酸性的岩浆，在岩浆房深部形成含挥发份少的偏基性岩浆。关于 Na_2O-SiO_2-Fe-O 体系熔体平衡实验和穆氏鲍尔谱测定资料(Myseu, B. C. 和 Virgo, D.，等人，1989)，认为当熔体的 $Fe^{3+}/\Sigma Fe>0.6$ 时，Fe^{3+} 处于 4 次配位，$[^{(4)}Fe^{3+}]$，即是 Fe^{3+} 以 FeO 多面体存在。当 $Fe^{3+}/\Sigma Fe<0.3$ 时，Fe^{3+} 处于 6 次配位$[^{(6)}Fe^{3+}]$进入铝硅酸盐。当 $Fe^{3+}/\Sigma Fe=0.3—0.6$ 之间，Fe^{3+} 以 4 次和 6 次配位两种形式存在。Fe^{2+} 因价能量高，一般进入 6 次配位的铝硅酸盐聚群态组，以络合离子存在。同时，研究还证明，Fe^{3+} 在无水流纹岩熔体中以 4 次配位占优势，在玄武岩熔浆中以 6 次配位占优势。所以，随着岩浆结晶分异作用过程，玄武质岩浆转化为长英质岩浆，$^{(4)}Fe^{3+}/^{(6)}Fe^{3+}$ 的比率增加，$^{(4)}Fe^{3+}/^{(6)}Fe^{3+}$ 比值增大，有利于铁质分离成矿。特别是岩浆中富含 F^-、Cl^- 等离子时，往往与 $^{(4)}Fe^{3+}$ 和 $^{(6)}Fe^{3+}$ 铁离子组成 $FeCl_3$、Fe_2Cl_6、$FeCl_2$ 化合物或螯状络合物，或与硅酸盐群聚态组表面的 6 次配位的 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 离子组成 Fe-Cl 缔合物，分布在群聚态组表面。当岩浆中富水、Na 时，Fe^{2+} Fe^{3+} 可以被 Na^+、K^+ 置换，使铁离子游离成矿。

富碱富气中酸性含矿岩浆往往与造山构造活动有关。在本区，泥盆纪以前准噶尔板块与塔里木板块分裂，形成吐-哈洋盆和洋中脊基性岩浆喷发。特别是在泥盆纪时洋中脊喷发形成梧桐窝子组细碧岩、硅质岩建造，并在准噶尔板块南缘形成大南湖岛弧型玄武-安山岩浆带，属于幼年期岛弧，无铁矿床形成。在早石炭世，吐-哈洋盆开始闭合，吐-哈洋壳板块向塔里木板块下俯冲，形成觉罗塔格岛弧造山带，大量玄武-安山流纹岩喷发，生成大量火山型铁矿床。同时，在准噶尔板块南缘大南湖岛弧造山带北侧弧后盆地带，形成弧后裂谷，伴有玄武岩和流纹岩型双峰式火山喷发，未出现富碱酸性岩浆，未发现铁矿化。在晚石炭世洋盆消失，准噶尔板块与塔里木板块直接碰撞，原大南湖弧后裂谷带转为 A 型俯冲带的前弧冲断带，伴有富碱中酸性次火山岩侵位，形成次火山型铁矿床。

2. 火山喷发机制与铁质富集

火山型铁矿床的成矿系列在空间和时间上的分布变化，与火山喷发机制紧密有关。火山喷发机制，据美国 1980 年对圣海伦斯火山喷发的观察研究结果，Roberto, Scaudone 等(1983)提出了火山喷发模式：认为在长达 5 个多月的火山喷发过程中，在喷发的初期阶段，深部 7—14km 深处的岩浆房，以 5500m^3/s 的供给率，向近地表(深度小于 1km)的浅部岩浆房供给岩浆。在喷发的末期阶段，供给率下降到 7m^3/s。浅部的岩浆房的喷发率从早期到晚期阶段，始终保持为 2000m^3/s 的常量，只是每次喷发持续的时间不同。在早期喷发阶段，每次喷发持续 8 小时，末期每隔 12 小时喷发一次，喷发时间极为短暂。喷发间歇期的地震是深部岩浆房供给系统的调整和体积缩小，或深部围岩的垮塌等。供给率的降低是由于深部岩浆房水的减少，岩浆粘度增大。浅部岩浆房的喷发率保持常量是与其岩浆房的体积、内压有关。

从这个模式，可得出以下结论：(1) 火山喷发过程中存在深部岩浆房和浅部岩浆房；(2) 火山喷发的规模、强弱、韵律、旋回均与深部岩浆房的规模、挥发组分含量和硅酸盐成分有关，而与浅部岩浆房的关系不大；(3)在火山喷发间歇期，浅部岩浆房冷却快，深部岩浆房冷却结晶缓慢，铁质主要来自间歇期深部岩浆房的减压射气作用。岩浆喷发间歇期的喷气作用阶段，各种挥发组分和 $FeCl_3$、Fe_2Cl_6 或 $FeCl_2$ 气体从深部岩浆房析出上升，并和火山通道周围的下渗地下水或封存水发生氧化反应，形成铁质的富集。

3. 火山喷发早期阶段，火山穹隆中心主火山口矿浆喷溢矿床的形成

在早石炭世火山喷发早期阶段，阿-雅岛弧造山带的毕尼奥夫带发生洋壳物质的分熔，形成富水富碱的流体上升，交代熔融地幔楔的地幔岩，形成安山-玄武岩岩浆源。这些岩浆源在构造挤压下向上以底辟侵位，在构造隆起区喷发，形成火山穹隆。所以在火山喷发早期主火山口位于穹隆中心地带，喷发强烈，规模大。由于岩浆在喷发前沿一定构造带以底辟顶蚀侵位为主，当岩浆前峰侵位到近地表 1—3km 范围内，由于岩浆房在近地表围岩围压降低，引起岩浆源深部的挥发组分向顶部聚集，使岩浆房顶部内压迅速超过外压，岩浆房发生爆炸作用，从而形成浅部岩浆房和深部岩浆房两部分。

深部岩浆房经过早期阶段的多次强烈喷发，体积减小，引起上覆围岩崩塌，形成破火山口。同时岩浆房内压大大降低，原以 Fe-Cl 络合物存在于硅酸盐群聚态组表面的 $FeCl_3$，活动性增强，$FeCl_3$ 的结合能比 Fe_2O_3 的结合能高，使 $FeCl_3$ 从硅酸盐群聚态组表面离解。以 $FeCl_3$ 气体方式析出上升，与地下水相遇，发生氧化反应，逐渐转为矿浆或富铁流体。由于早期穹隆中心火山口周围裂隙的地下水相对较少，同时岩浆房周围温度、压力高，地下水在一定深度分解呈 H_2 和 O_2 气体，渗透深度小，兼之早期阶段岩浆房的 $FeCl_3$ 析出量大，上升速度快，所以与地下水氧化程度差，形成低氧化型磁铁矿浆喷溢型矿床。

4. 火山喷发中期形成穹隆西缘铁矿床

在早期强烈喷发后，中心火山口崩塌形成规模较大的破火山口或火山盆地，接受碳酸盐沉积。火山喷发转移到破火山口边缘四周隆起区，形成多个侧火山口。由于地球自西向东转动，从地壳深部向地表运移的流体物质，因线性剪切加速度，使近地表的流体发生向东偏移现象。所以中期阶段破火山口西缘侧火山口处于深部岩浆房顶部，喷发强烈，地下水较穹隆中心区发育，形成 $Fe^{3+}/Fe^{2+}=8.98—11.7$ 的赤-磁铁矿矿浆喷溢、贯入共生型铁矿床。

5. 火山喷发晚期穹隆东缘形成强氧化型赤铁矿床

在早石炭世末及晚石炭世火山喷发阶段，由于深部岩浆房的挥发组分大大降低，岩浆开始冷凝结晶，残留于岩浆房中的挥发组分和熔浆，受地球自转力的影响，在平面上向东缘集中，主要沿着大破火山口东缘裂隙上升喷发，形成铁矿床。由于破火山口经过长期喷发震动和多次强烈崩塌，周围裂隙发育。地下水渗透深度增大、量增高，甚至可直达深部岩浆房顶部。兼之岩浆房析出的 $FeCl_3$ 气体量少，在上升喷气过程中可以完全被氧化，或以 $FeCl_3$ 溶解于水等形式，形成富铁高温高压气水流体，在上升到近地表处发生沸腾作用，气、液散失，形成赤铁矿矿浆充填型和气液交代充填型以及喷气热液沉积型赤铁矿床，在空间上紧密共生。至此火山型铁矿床的成矿系列全部形成。

此外，在晚石炭世形成哈尔力克-博格达弧后冲断带的 A 型俯冲，地壳物质挤入地幔分熔，形成中酸性浅成岩浆侵位，并形成次火山型铁(铜)矿床，形成了东天山另一条铁矿带。

三、结　　论

1. 东天山火山型铁矿床主要分布在阿齐山-雅满苏岛弧造山带和哈尔力克一博格达弧后冲断带。矿床受火山穹隆或喷发区火山机构的控制。

2. 不同成因火山型铁矿床的分布受火山穹隆位置的控制，同一成因类型的铁矿石，由于产出位置不同，而 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值、氢氧同位素和稀土元素的含量也不同。

3. 火山型铁矿浆是由深部岩浆房，在强烈喷发后的间歇期，以 $FeCl_3$ 等形式的气体析出上升，逐渐与地下水发生氧化反应，形成气液流体或富铁高温高压流体，在近地表沸腾作用影响下，转为矿浆喷溢和贯入。沸腾气液形成火山热液交代充填型铁矿床和喷气热液沉积型赤铁矿床。形成了不同成因、不同矿石成分的铁矿矿床共生组合。

4. 火山型铁矿床成矿系列，在火山穹隆区的分布，主要受地球自转作用的影响。在火山喷发早期形成穹隆中心区主火山口附近的低氧化程度的磁铁矿矿浆喷溢型铁矿床；中期形成穹隆西缘的中等氧化程度的赤-磁铁矿矿浆喷溢、贯入共生型铁矿床；晚期在穹隆东缘形成强氧化型矿浆贯入、气液交代充填和喷气沉积型赤铁矿矿床共生组合。

主要参考文献

支霞臣译，1987，痕量元素地球化学文集，地质出版社。

吴利仁，1984，1983 年 IUGG 18 届全体大会“火山岩及地球内部化学”学术会议内容，国外地质，第 6 期。

何太伦，1988，论火山型铁矿床的成矿机制，成都地质学院学报，第 15 卷 3 期。

沈渭洲等，1987，稳定同位素地质，原子能出版社。

涂光炽等，1984，地球化学，上海科学技术出版社。

张良臣、吴乃元，1985，天山地质构造及演化史。新疆地质，第 3 卷，第 3 期。

胡受奚等，1988，华北与华南古板块拼合带地质与成矿，南京大学出版社。

陈德潜等，1990，实用稀土元素地球化学，冶金工业出版社。

A. 科萨尔斯，1981，花岗岩熔体和溶液中稀有元素地球化学的主要特征，地质出版社。

Lechler, P. J., Desilets, M. O., 1989, A review of the use of lass on ignition as a measure ment of total ovlatites in whale-rock analysis. Chemical Geology, 63(3—4), P341—344.

Mysen, B. O., Virgo, D., 1989, Redex equilibria, atructure, and properties of Fe-bearing aluminosilicate melts; relation, and oxygen fugacity in the system Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-Fe-O. American mineralogist, volume 74(1—2).

OCCURRENCE AND METALLOGENIC MECHANISM OF VOLCANIC-TYPE IRON DEPOSITS IN EASTERN TIANSHAN MOUNTAIN

He Dalun, *Zhou Jiyuan* and *Mao Yanshi*
(*Chengdu Institute of Technology*)

Abstract

Volcanic-type iron deposits of eastern Tianshan Mountain are mainly distributed in Qoltage island-arc orogenic belt and in Harlik-Bogda back-arc thrust belt. The occurrences of the deposits are controlled by volcanic dome and eruption. The time-space distribution and the metallogenic mechanism are influenced by the rotation force of the earth, the exhalation amount of deep magma chamber, the depth and amount of groundwater, and the ebullition of iron-rich fluid near the earth surface.

喀拉通克铜镍硫化物矿区1号矿床构造特征

黄继钧

（成都理工学院）

喀拉通克铜镍硫化物矿区位于新疆阿尔泰地区，大地构造处于额尔齐斯大断裂及其分支构造——杰尔台断裂南侧。由4个矿床组成，以1号矿床为主，是一大型镍矿、中型铜矿并兼具多种稀有和贵金属的大型矿床，居我国同类矿床第二，其品位之高，矿体之大是国内、外少见的。

一、矿区地质概况

（一）地层

区内出露地层主要为下石炭统南明水组，为一套海相浊流沉积的含碳质沉凝灰岩和泥板岩。此外尚有少量中泥盆统温都哈拉组和第三系红层。

（二）矿区构造

矿区位于北西向、北北西向、东西向构造带交汇部位，经历多次反复活动，构造十分复杂，是由断层和褶皱组成的挤压破碎带（图1）。

矿区内发育有北西向和北北西向两组褶皱，以前者为主。北西向褶皱由南部向斜、南部背斜、中部向斜、北部背斜和北部向斜组成。北北西向褶皱为宽缓褶曲，轴向340°—350°，斜跨于北西向褶皱之上。

矿区内断层十分发育，按方向可分为北西向、北北西向、北东东—近东西向和北东向4组。

北西向断层最发育，走向300°—320°，倾向北东或南西，以前者为主。形成时间早，后经多次活动，具压—压扭（反）—反扭（顺）力学性质，规模较大，常由数条断层平行延伸构成挤压破碎带。

北北西向断层发育程度次于北西向断层，走向340°—350°，大多倾向北东，少数倾向南西，倾角较陡，形成时间早，后经多次活动，具扭—压—扭力学性质。

北东东—近东西向断裂规模较大，数量较少，力学性质复杂，表现为压扭（反）性。

北东向断层数量较少，为张性—张扭性断层

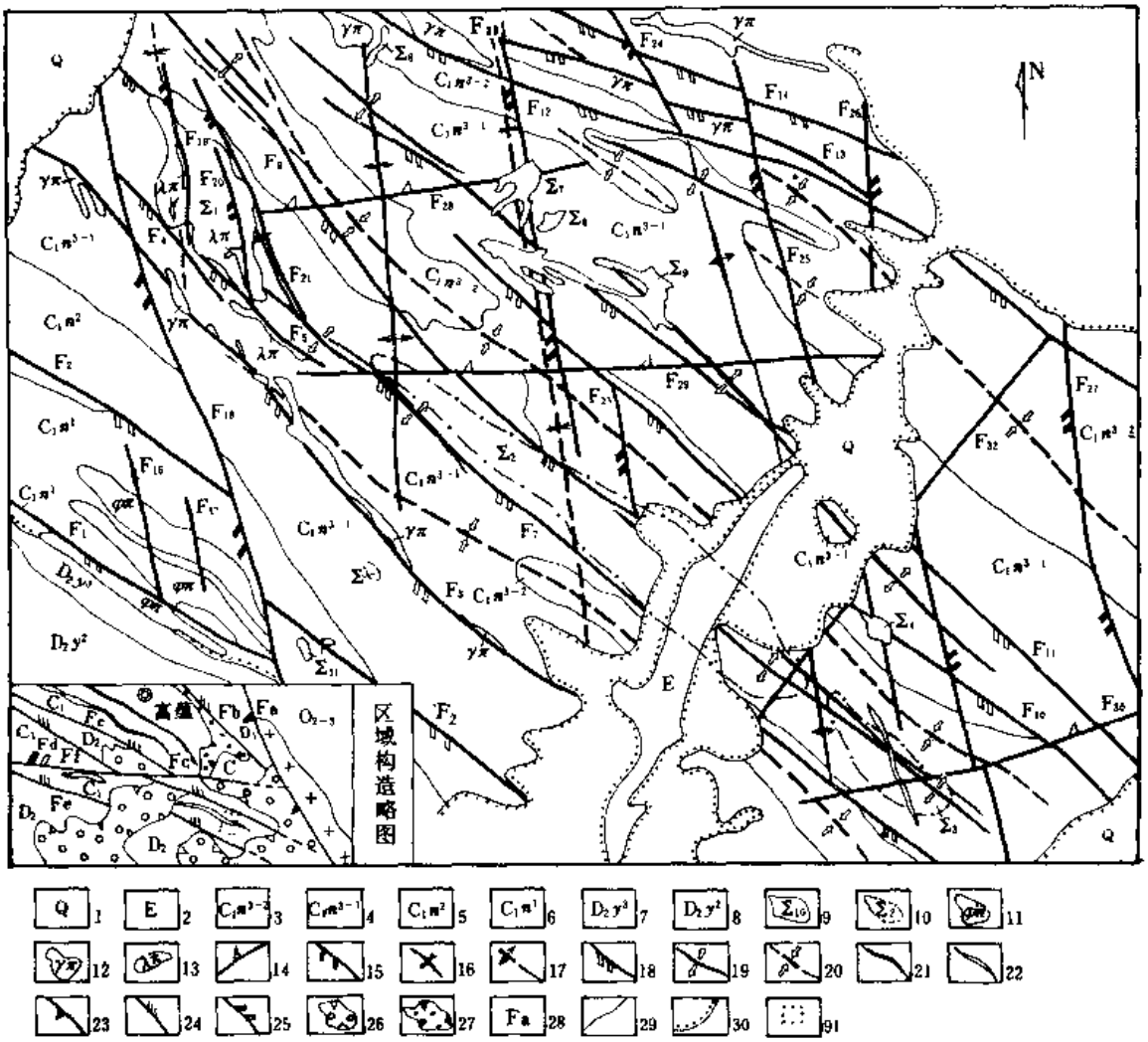


图 1　喀拉通克铜镍硫化物矿区地质构造图

Fig. 1　Geological—structural map of Karatungk Cu—Ni sulfide ore district

1—第四系；2—第三系；3—下石炭统南明水组第三段上层；4—下石炭南明水组第三段下层；5—下石炭统南明水组第二段；6—下石炭统南明水组第一段；7—中泥盆统蕴都哈拉组上段；8—中泥盆统蕴都哈拉组中段；9—基性—超基性岩体及编号；10—隐伏基性—超基性岩体及编号；11—钠长斑岩；12—花岗斑岩；13—石英斑岩；14—东西向断层；15—北北西向断层；16—北北西向背斜；17—北北西向向斜；18—北西向断层；19—北西向背斜；20—北西向向斜；21—区域北西向复背斜；22—区域北西向复向斜；23—区域北北西断层；24—区域北西向断层；25—区域东西向断层；26—新生代盆地；27—中生代盆地；28—区域断层；Fa—海子口—二台断层；Fb—乌恰—库尔提断层；Fc—额尔齐斯大断裂；Fd—伊德克—杰尔台断裂；Fe—萨斯克巴斯他乌断裂；Ff—几列克库都克—伊德克断裂；29—地质界线；30—不整合线；31—矿区位置

(三)岩体

矿区内基性岩体分南、北两带，沿北西向展布。北岩带包括 6—9 号岩体，沿北部背斜轴部和 F_{11} 展布。南岩带包括 1—3 号岩体，沿南部背斜轴部和 F_4、F_5、F_7 和 F_9 断层展布，其中 2、3 号岩体为隐伏岩体。1 号岩体出露地表。

二、1 号矿床构造

1 号岩体含矿性极高，基本上是全岩矿化，故所谓 1 号矿床构造，在某种意义上讲也就

是指1号岩体构造。

1号岩体位于矿区南部背斜北西倾伏端，平面上上部呈透镜状(图2)，向下逐步转变为"S"形或蛇曲形(图3)。剖面呈上大下小的"压扁喇叭"状，向北东斜歪。

矿床构造极为复杂，其中以北西向构造和北北西向构造为主。

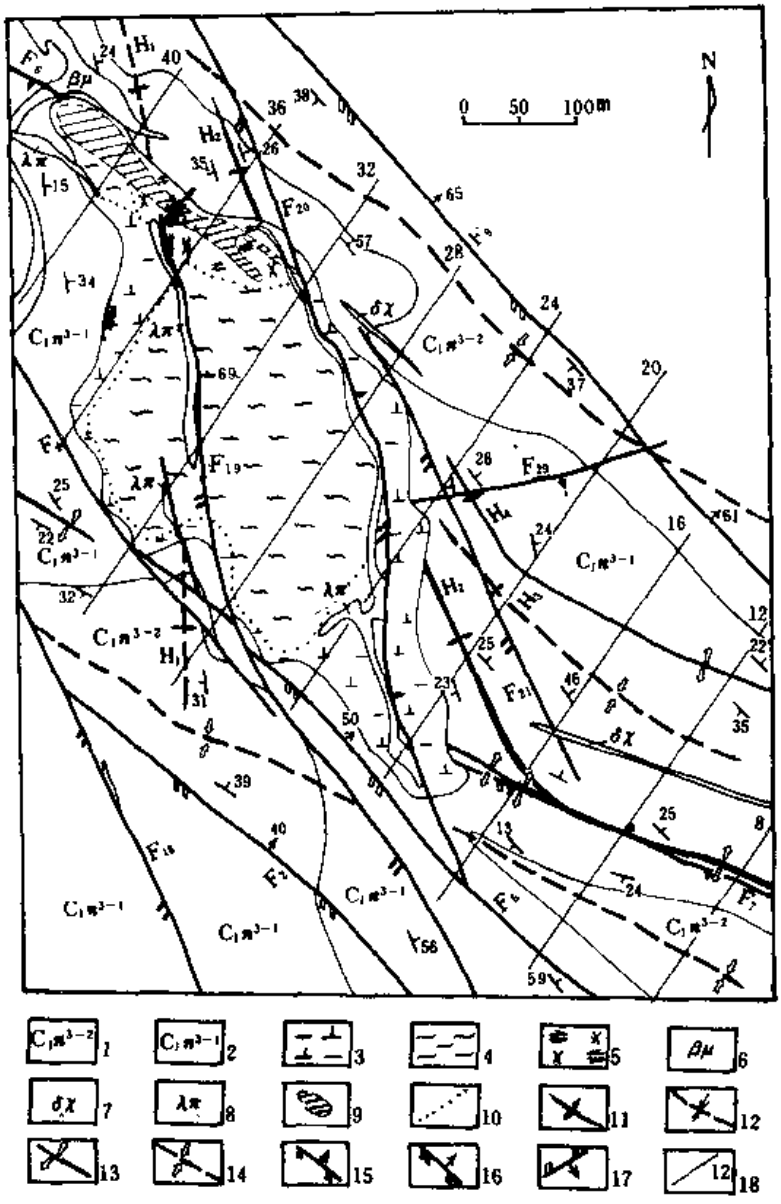


图2 喀拉通克铜镍硫化物矿区1号矿床地质图

Fig. 2 Geological map of No. 1 deposit of karatüngk Cu—Ni sulfide ore district

1—下石炭统南明水组上段上层；2—下石炭统南明水组上段下层；3—黑云闪长岩；4—黑云角闪苏长岩；5—混染辉长岩；6—辉绿玢岩；7—闪长斜煌岩；8—石英斑岩；9 氧化矿体；10—岩相界线；11—北北西背斜轴；12—北北西向向斜轴；13—北西向背斜轴；14—北西向向斜轴；15—北北西向压扭性断层；16—北西向压扭性断层；17—近东西向压扭性断层；18—勘探线位置及编号

(岩体界线据新疆地矿局四大队资料)

(一)褶皱构造

区内发育北西向和北北西向两组褶皱。

北西向褶皱主要由矿区南部向斜、南部背斜西段及其两翼次级褶皱和矿区中部向斜组成。均为纵弯褶皱，翼部层间褶皱和裂隙较发育，褶曲面擦痕垂直褶曲枢纽，正交剖面厚度基

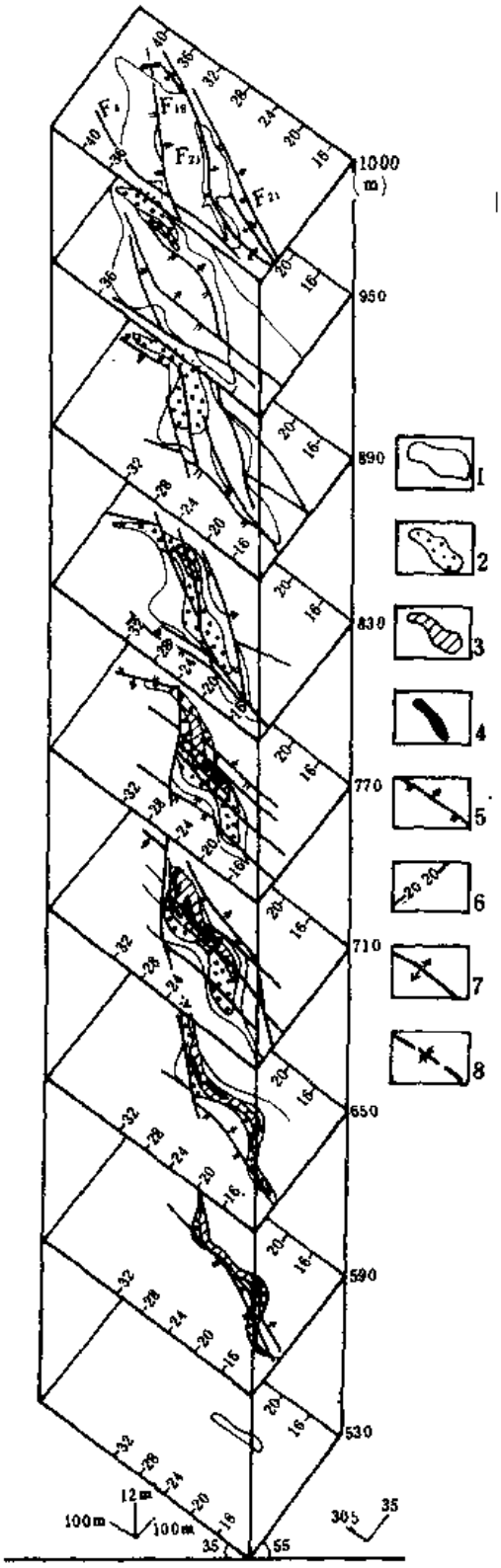


图 3　喀拉通克铜镍硫化物矿区 1 号矿床中段联合图

Fig. 3　Level-joining profile of No. 1 deposit in Karatüngk Cu-Ni sulfide ore district

1—1 号岩体界线；2—稀疏浸染状矿石矿体；3—稠密浸染状矿石矿体；4—微密块状矿石矿体；5—断层；6—勘探线；7—背斜轴；8—向斜轴

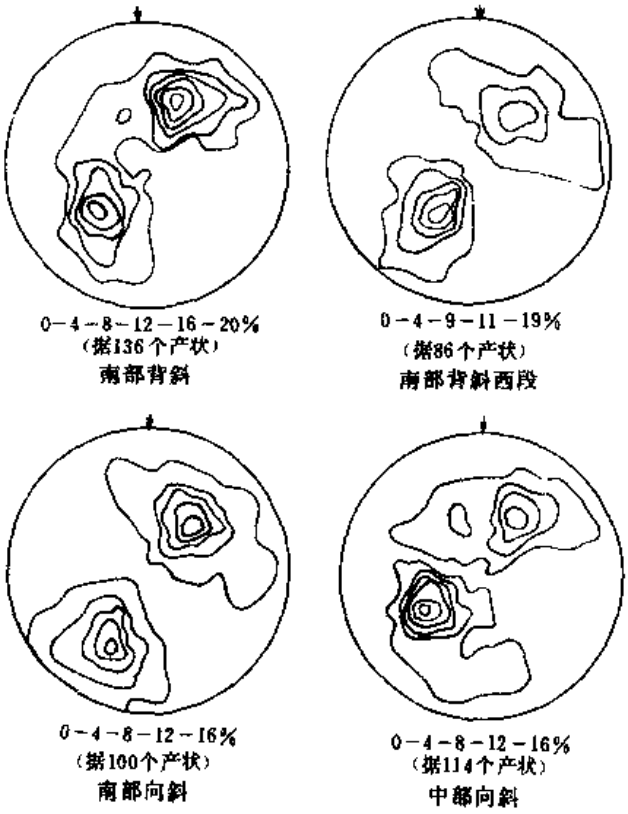


图 4　北西向褶皱两翼产状投影等密图

Fig. 4　Isopycnic of two－limb occurrences projection of northwest－striking folds

本一致，平行轴面厚度不相等。用褶皱两翼优选产状(图 4)按下列公式和赤平投影求得各褶曲要素如表 1 和图 5 所示。

顶角　$\varphi=180°-\arccos[\sin\theta_1\sin\theta_2\cos(\omega_2-\omega_1)+\cos\theta_1\cos\theta_2]$

$$\text{枢纽倾角}\quad \delta_b=\arcsin\frac{\sin\theta_1\sin\theta_2\sin(\omega_2-\omega_1)}{\sin\{\arccos[\sin\theta_1\sin\theta_2\cos(\omega_2-\omega_1)+\cos\theta_1\cos\theta_2]\}}$$

$$\text{枢纽倾向}\quad \omega_b=\operatorname{arctg}\frac{\operatorname{tg}\theta_1\cos\omega_1-\operatorname{tg}\theta_2\cos\omega_2}{\operatorname{tg}\theta_2\sin\omega_2-\operatorname{tg}\theta_1\sin\omega_1}$$

$$\text{轴面倾向}\quad \varphi=\operatorname{arctg}\frac{\sin\theta_1\sin\omega_1-\sin\theta_2\sin\omega_2}{\sin\theta_1\cos\omega_1-\sin\theta_2\cos\omega_2}$$

$$\text{轴面倾角}\quad \theta_b=\arccos\left|\frac{\cos\theta_1-\cos\theta_2}{2\cos\left\{\frac{180^\circ-\arccos[\sin\theta_1\sin\theta_2\cos(\omega_2-\omega_1)+\cos\theta_1\cos\theta_2]}{2}\right\}}\right|$$

式中 $\omega_1,\omega_2,\theta_1,\theta_2$ 分别为褶曲两翼岩层倾向和倾角。

表 1　喀拉通克铜镍硫化物矿区 1 号矿床北西向褶曲特征

Table 1　Feature of northwest－striking folds in No. 1 deposit of Karatungk Cu-Ni sulfide ore district

褶曲名称	轴向	轴面产状	两翼产状		枢纽产状		两翼夹角	形成时应力条件		
			北东翼	南西翼	倾伏方向	倾伏角		σ_1	σ_2	σ_3
南部向斜	300°—310°	近直立	220°∠40°	30°∠45°	128°	10°	100°			
南部背斜	315°	近直立	50°∠40°	211°∠40°	133°	8°	107°	45°∠1°	133°∠10°	315°∠80°
南部背斜西段	307°	近直立	30°∠37°	220°∠36°	307°	5°	111°			
中部向斜	308°	218°∠89°	212°∠38°	54°∠12°	318°	15°	110°	48°∠10°	138°∠15°	315°∠78°

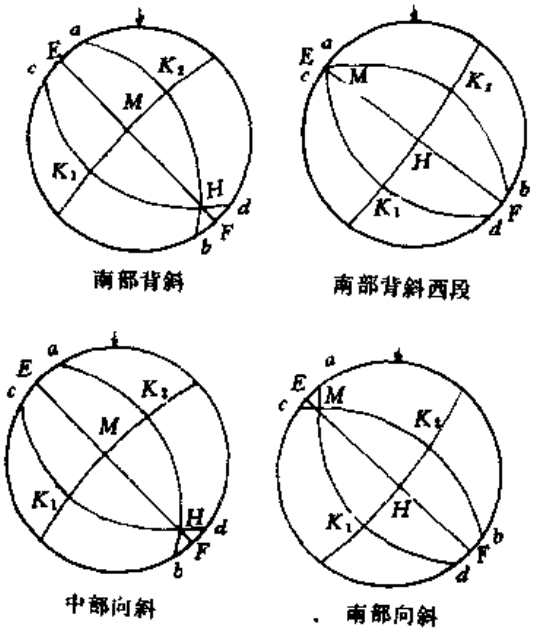


图 5　北西向褶皱要素图解

Fig. 5　Element diagram of northwest－striking folds

ab、*cd*：两翼优选产状投影大圆；*EF*：轴面投影大圆；*H*：枢纽投影点

由此可见，北西向褶皱为两翼近对称，轴面近直立，枢纽微倾伏、宽缓起伏，两翼夹角为钝角，转折端基本圆滑的过渡类型褶曲，在 W. J. Rickard 褶皱分类三角形图上落在Ⅰ、Ⅱ区及其交界处。

北北西向褶皱从西向东有两个背斜(H_2、H_4)和两个向斜(H_1、H_3)相间排列、斜列展布(图 2)。其中以西部向斜(H_1)、中部背斜(H_2)规模较大。西部向斜轴向北北西，两翼优选产状

分别为 343°/253°∠33°，350°/80°∠24°，轴面产状 347°/77°∠88°，枢纽产状 345°∠5°，两翼夹角 125°。斜跨于北西向南部背斜之上，南东端被北西向向斜所限制而仰起消失。中部背斜(H_2)轴向北北西，两翼优选产状分别为 350°/260°∠24°、337°/67°∠26°，轴面产状 337°/67°∠85°，枢纽产状 337°∠5°，两翼夹角 127°。向北西于 40 线倾伏消失，南东端被北西向南部背斜限制，迁就后者，轴线向东偏转而成弧形。

(二)断层

矿区断层发育，尤以北西向和北北西向为甚，北东东向断层次之。

北西向断层包括 F_1、F_6、F_7、F_9。其中 F_7 规模较大，向东南延伸，大致沿南部背斜轴部斜贯矿区。断面陡倾、舒缓波状。40 线以东倾向北东，40 线以西倾向南西，具麻花状"S"型扭曲特征。被北北西向断层 F_{19}、F_{20} 错断成多段。F_4、F_5 断层于 32 线处合并为一条，向东分开，被 F_{19} 错断，同时限制 F_{20}。

北北西向断层包括 F_{18}、F_{19}、F_{20}和 F_{21}，走向 340° -350°，倾向北东东，倾角较陡，明显切割北西向断层，表现为顺扭，或被北西向断层所限制，沿断层常常贯入石英斑岩。

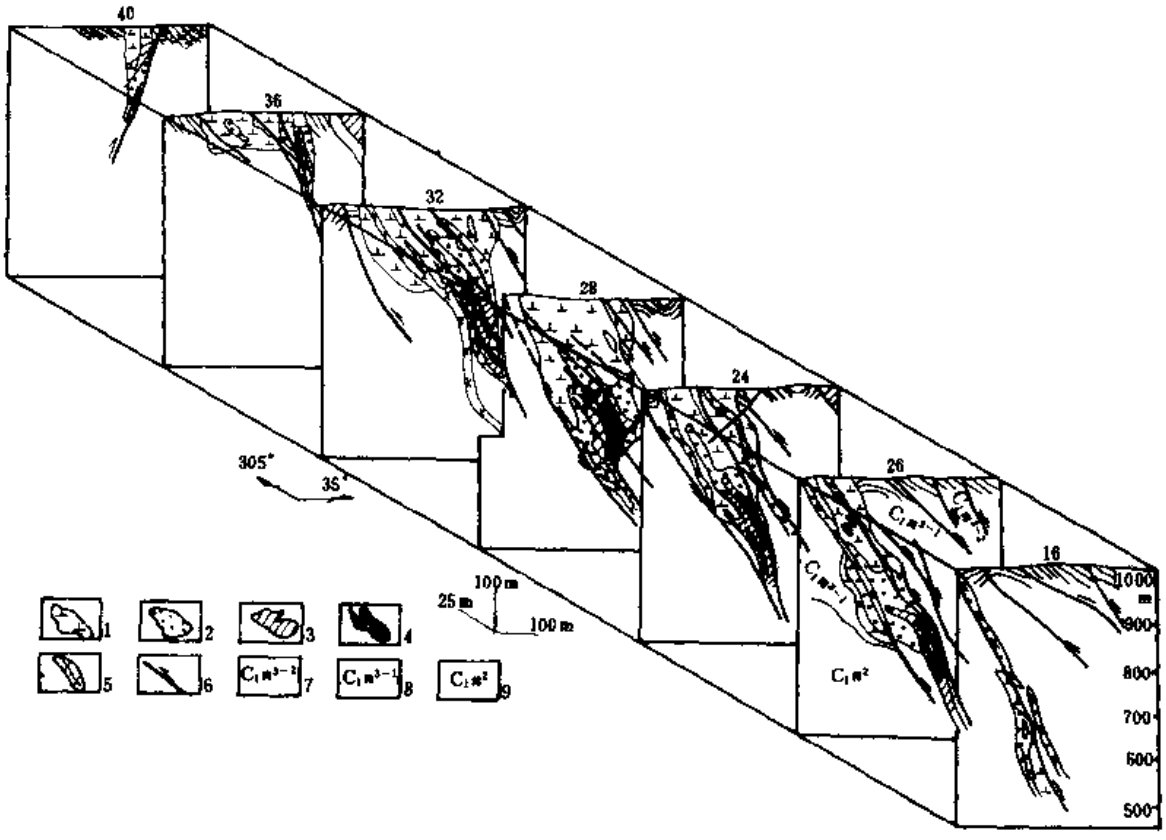


图 6　喀拉通克铜镍硫化物矿区 1 号矿床勘探线剖面联合图

Fig. 6　Composite profile of prospecting line of No. 1 deposit in Karatüngk Cu—Ni sulfide ore district

1—1 号岩体界线；2—稀疏浸染状矿石矿体；3—稠密—细网脉状矿石矿体；4—致密块状矿石矿体；5—石英斑岩；6—断层；7—下石炭统南明水组上段上层；8—下石炭统南明水组上段下层；9—下石炭统南明水组中段

区内断层在剖面上常分叉，构成"Y"字型或"手掌"状(图 6)。断裂破碎带常"追踪"北西向断层和北北西向断层而成"S"形或"蛇曲"形，加之北西向断层处于持续顺扭状态，使之方向由北西转为北北西部位处于局部引张状态，从而控制岩体侵位和形态(图 3)。平面上北西向和北北西向断层相交部位、剖面上断层分叉和不同倾向断层交汇部位为矿浆贯入的主要

空间，形成致密块状矿石矿体(图 7、图 8)。

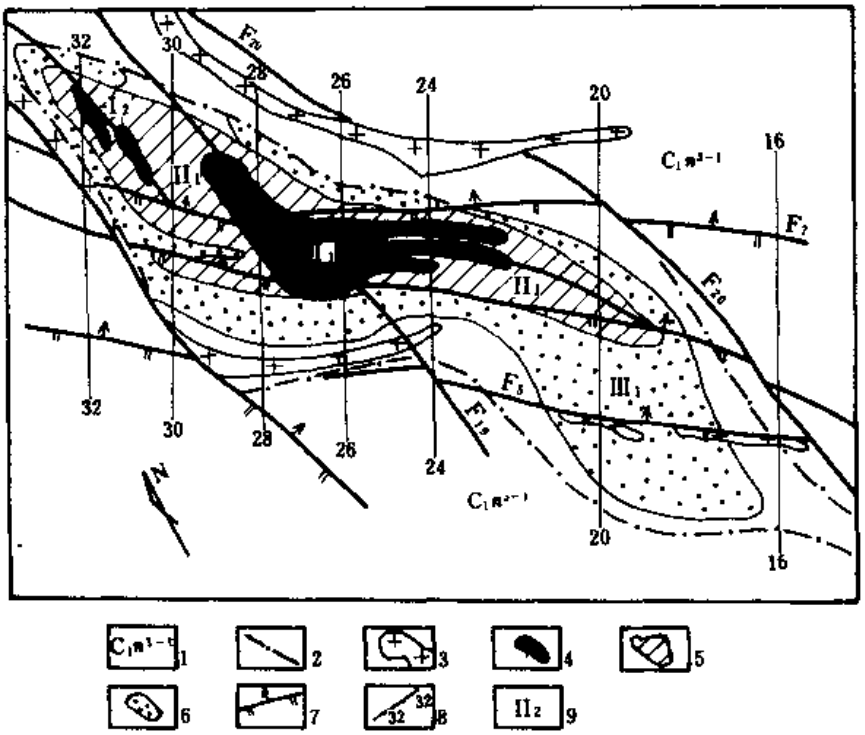


图 7　710m 中段地质图

Fig. 7　Geological map of 710m level

1—下石炭统南明水组上段下层；2—岩体界线；3—石英斑岩；4—致密块状矿石矿体；5—稠密浸染状矿石矿体；6—稀疏浸染状矿石矿体；7—断层；8—勘探线及编号；9—矿体编号

(三)节理

区内节理特别发育，按产状可分为 6 组，其中 A、B 两组最发育，力学性质亦复杂，表现出多次活动特征，节理面上常见多组擦痕。各组节理产状、力学性质及活动情况见表 2。据各组节理特征、相互交切关系、力学性质和活动情况，同时考虑岩体与围岩穿切关系及区域现代应力状态，经分期配套、筛选得知区内节理可分为 4 对共轭节理，分别为不同期次构造运动产物。

表 2　喀拉通克铜镍硫化物矿区 1 号矿床节理分组及力学性质

Table 2　Joint sets and their mechanical property in No. 1 deposit of Karatungk Cu-Ni sulfide ore district

裂隙组别			A	B	C	D	E	F	共配轭套节情理况
代表产状及变化范围		走向	30°—50°	70°—80°	280°—290°	330°	355°—5°	10°—20°	
		倾向	120°—140°	340°—350°	200°	240°	280°	290°	
		倾角	60°—80°	60°—80°	50°—70°	60°—70°	80°	40°	
构造应力方位	Ⅳ	$\sigma_1=10°$	反扭			顺扭	张性		AD
	Ⅱ	$\sigma_1=70°$	顺扭	张性	反扭				AC
	Ⅰ	$\sigma_1=50°$	张性	反扭				顺扭	BF
	Ⅰ	$\sigma_1=30°$	张性	反扭			顺扭		BE

(四)岩体中的裂隙构造

岩体和致密块状矿石中发育多组原生裂隙和次生裂隙，大致可分为以下几组。

1. 近水平的张性裂隙。裂面粗糙，倾角 0°- 5°，倾向 100°—120°为原生 Q 裂隙，其中常充填有磁黄铁矿、黄铜矿(图 9)。

2. 缓倾斜扭裂隙。倾角 15°左右，倾向 210°左右，裂隙比较细小，其中充填 黄铁矿细脉，脉壁比较平直(图 10)。

3. 陡倾斜扭裂隙。有两组，产状分别为 Ⅰ：倾向 250°- 260°，倾角 70°—80°；Ⅱ：倾向 150° -160°，倾角 60°—70°，均为扭裂隙，为 一对共轭次生裂隙，形成时主应力 σ_1 产状为 77°∠9°，系印支—燕山斯应力场产物，其中常充填黄铜矿、黄铁矿细脉(图 9、图 11)。

4. 近直立裂隙。倾角大于 85°，倾向近东或近西，其中常充填白色方解石、石英和方铅矿黄铁矿细脉(图 10)。

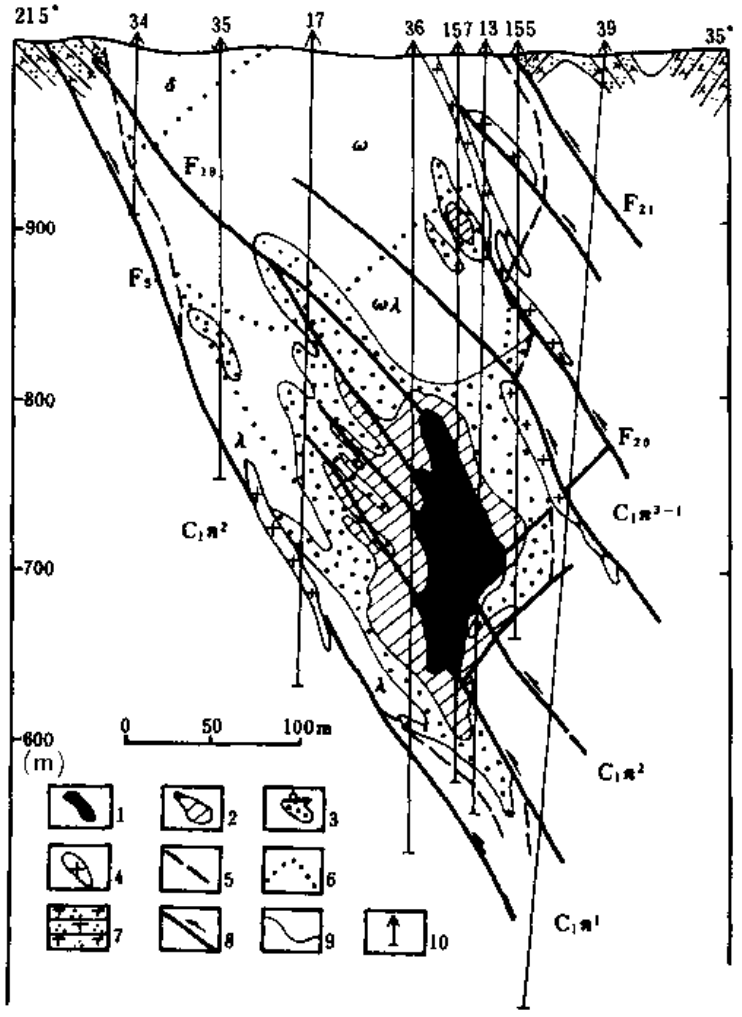


图 8　28 号勘探线 1 号岩体剖面

Fig. 8　Profile of No. 1 rockbody on No. 28 prospecting

1—致密块状矿石矿体；2—稠密浸染状矿石矿体；3—稀疏浸染状矿石矿体；4—石英斑岩；5—基性岩体界线；6—岩相界线；7—碳质沉凝灰岩；8—断层；9—地层界线；10—钻孔　C_1n—下石炭统南明水组；$C_1^{2-1}n$—下石炭统南明水组上段下层；C_1^2n—下石炭统南明水组中段；C_1^1n—下石炭统南明水组下段；δ—黑云母角闪岩；ω—黑云母闪苏长岩；ωλ—黑云母橄榄苏长岩；λ—辉长辉绿岩



图9 近东西向近乎直立的两组扭裂隙中充填金属硫化物

Fig. 9 Metallic sulfide infilling in the nearly E—W horizontal torsional fissure and in the two sets of sloping torsional cracks

a—浸染状黄铜矿；b—石英黄铁矿、磁黄铁矿；c—黄铜矿；d—裂隙

(ZK155孔，315—316m处)

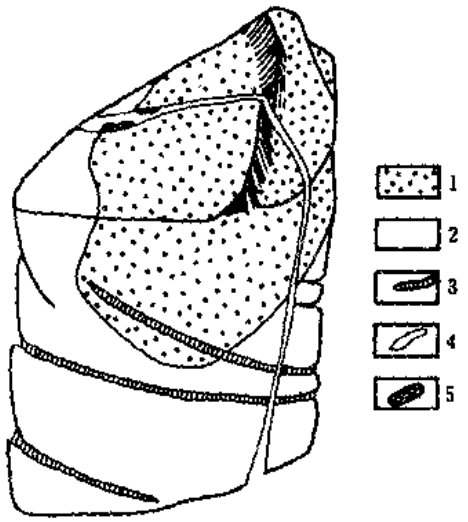


图10 [illegible]

Fig. 10 Two sets of ore veins developed in the rock body (ZK155 drilling hole)

1—[illegible]；2—[illegible]；3—黄铁矿细脉；4—石英[illegible]；5—[illegible]

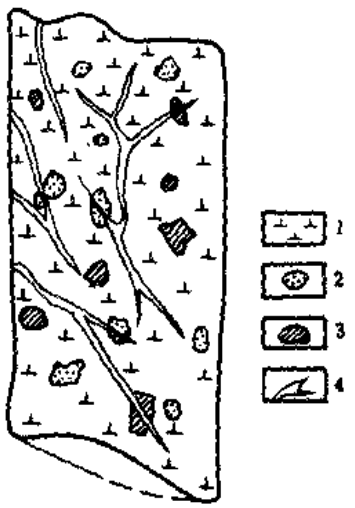


图11 金属硫化物矿脉穿插团斑状矿石

(ZK155孔，56—58m处)

Fig. 11 Metallic sulfide ore vein penetrates lumpy ores (ZK155 drilling hole, at 56—58m depth)

1—橄榄苏长岩(团块状矿化)；2—黄铜矿团斑；3—镍黄铁矿团斑；4—金属硫化物细脉

2. 缓倾斜扭裂隙。倾角15°左右，倾向210°左右，裂隙比较细小，其中充填黄铁矿细脉，脉壁比较平直(图10)。

3. 陡倾斜扭裂隙。有两组，产状分别为Ⅰ：倾向250°—260°，倾角70°—80°；Ⅱ：倾向150°—160°，倾角60°—70°，均为扭裂隙，为一对共轭次生裂隙，形成时主应力σ_1产状为77°∠9°，系印支—燕山斯应力场产物，其中常充填黄铜矿、黄铁矿细脉(图9、图11)。

4. 近直立裂隙。倾角大于85°，倾向近东或近西，其中常充填白色方解石、石英和方铅矿黄铁矿细脉(图10)。

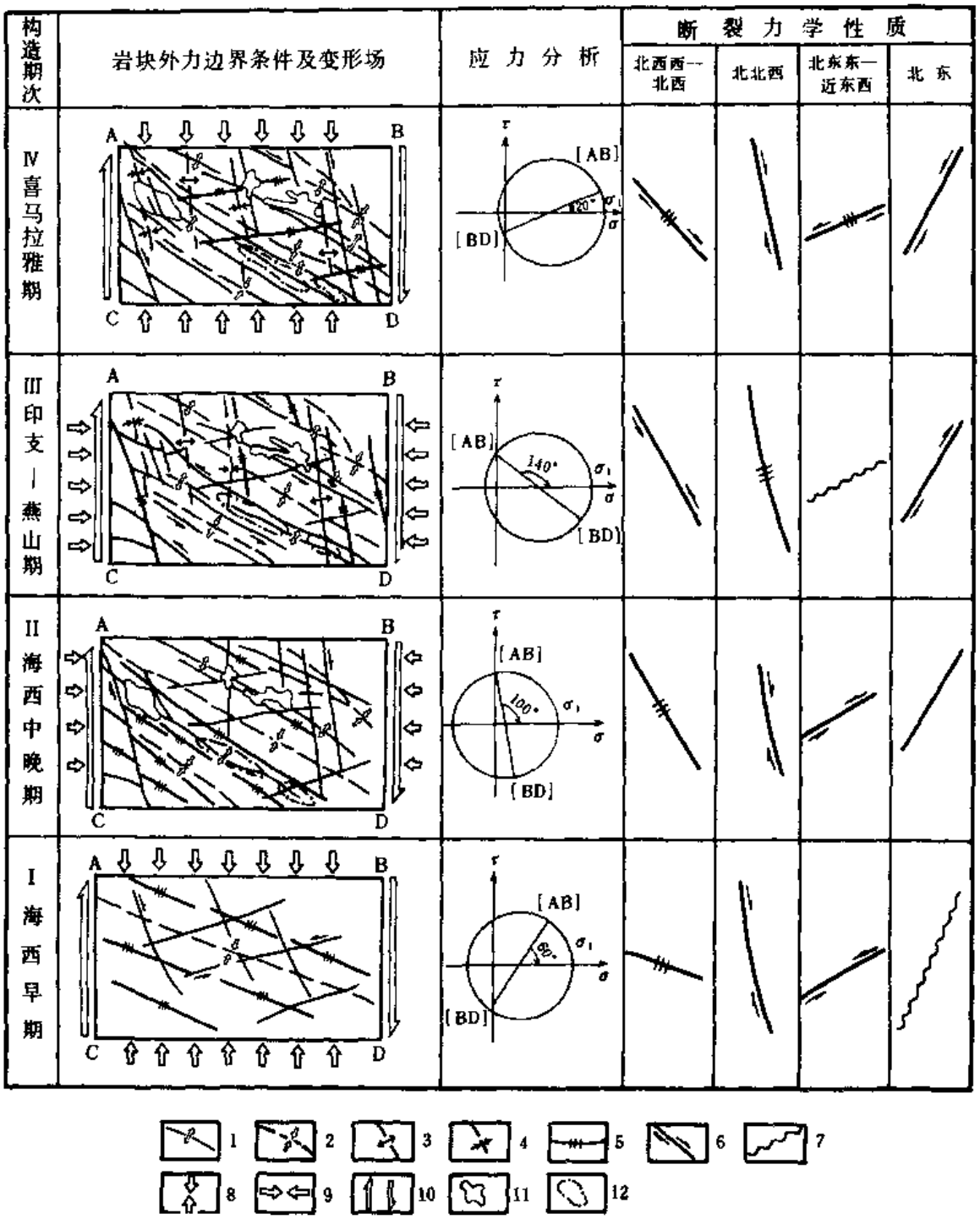


图 12　喀拉通克铜镍硫化物矿区构造运动程式图

Fig. 12　Structural patterns of Karatungk Cu—Ni sulfide ore district

1—北西向背斜轴；2—北西向向斜轴；3—北北西向背斜轴；4—北北西向向斜轴；5—压性断层；6—扭性断层；7—张性断层；8—南北向挤压；9—东西向挤压；10—南北向顺时针扭动；11—基性岩体；12—隐伏基性岩体

（五）构造复合及运动程式

本区自海西早期以来经历了海西早期、海西中晚期、印支—燕山期和喜马拉雅期 4 次构造运动。北北西向褶皱斜跨于北西向褶皱之上，或被北西向褶皱限制而轴向发生偏转呈弧

形。不同方向断裂互相切割，断裂力学性质发生多次叠加改造。表明区内不同方向构造在海西早期即已奠定基础，之后由于外力条件的变化，不同方向构造得以不同的发展、加强。故区内不同方向构造带分别归属于区域北西向构造带、北北西向构造带和东西向构造带(图12)。基性岩体于海西中晚期侵入。

三、构造应力场分析

(一)褶皱及其反映的应力方向

据褶曲两翼优选产状利用赤平投影和下列公式可求得其形成时主应力方位：

$$\sigma_1\ 倾向\quad \omega_{\sigma 1}=180^\circ+\text{arc tg}\frac{\sin\theta_1\sin\omega_1-\sin\theta_2\sin\omega_2}{\sin\theta_1\cos\omega_1-\sin\theta_2\cos\omega_2}$$

$$\sigma_1\ 倾角\ \delta_{\sigma 1}=90^\circ-\text{arc cos}\frac{\cos\theta_1-\cos\theta_2}{2\cos\left\{\frac{180^\circ-\text{arc cos}\left[\sin\theta_1\sin\theta_2\cos(\omega_2-\omega_1)+\cos\theta_1\cos\theta_2\right]}{2}\right\}}$$

$$\sigma_2\ 倾向\ \omega_{\sigma 2}=arc\ tg\frac{tg\theta_1\cos\omega_1-\text{tg}\theta_2\cos\omega_2}{\text{tg}\theta_2\sin\omega_2-\text{tg}\theta_1\sin\omega_1}$$

$$\sigma_2\ 倾角\ \delta_{\sigma 2}=\text{arc sin}\frac{\sin\theta_1\sin\theta_2\sin(\omega_2-\omega_1)}{\sin\left\{\text{arc cos}\left[\sin\theta_1\sin\theta_2\cos(\omega_2-\omega_1)+\cos\theta_1\cos\theta_2\right]\right\}}$$

$$\sigma_3\ 倾向\ \omega_{\sigma 3}=\text{arc tg}\frac{\sin\theta_1\sin\omega_1+\sin\theta_2\sin\omega_2}{\sin\theta_1\cos\omega_1+\sin\theta_2\cos\omega_2}$$

$$\sigma_3\ 倾角\ \delta_{\sigma 3}=\text{arc sin}\frac{\cos\theta_1+\cos\theta_2}{2\cos\left\{\frac{180^\circ-\text{arc cos}\left[\sin\theta_1\sin\theta_2\cos(\omega_2-\omega_1)+\cos\theta_1\cos\theta_2\right]}{2}\right\}}$$

式中 ω_1、ω_1、θ_1、θ_2 分别为褶曲两翼岩层优选产状。

经计算及图解(图13、图14)，倾西向褶皱形成时主应力方位 σ_1 倾向 45°—50°、倾角 1°-10°，σ_2 倾向 133°—138°、倾角 10°- 15°，σ_3 倾向 315° 318°、倾角 75°-88°。北北西向褶皱形成时主应力方位 σ_1 倾向 245°—255°、倾角 3°，σ_2 倾向 165°或 337°、倾角 5°，σ_3 倾向 108°或 25°、倾角 85°、

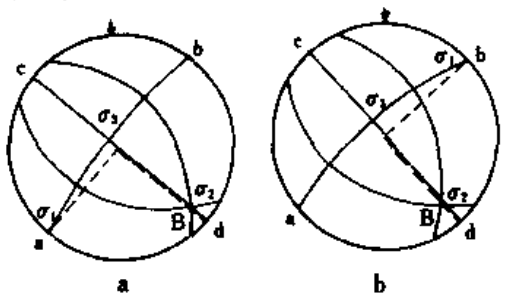


图13 北西向褶曲形成时应力条件

Fig. 13 Stress fields when the northwest-striking folds were generated

a—南部背斜；b—南部向斜

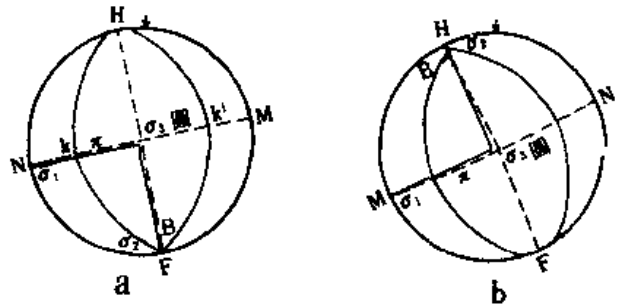


图14 北北西向褶曲要素产状及形成时应力分析

Fig. 14 Occurrence elements and stress analysis of the NNW-striking folds

a—西部向斜(H_1)；b—北北西向中部背斜(H_2)

(二)共轭节理及其代表的主应力方向

由前所述，根据对区内节理特征及相互切割关系的研究，可分期配套成4对共轭节理，

分别为海西早期、海西中晚期、印支—燕山期、喜马拉雅期构造运动产物(图 12)。由各期共轭剪节理优选产状利用赤平投影和下列公式计算得主应力方位：

σ_1 和 σ_3 产状：

$$\text{倾向 } \varphi_{1,3}=\operatorname{arc\,tg}\frac{\sin\theta_1\sin\omega_1\mp\sin\theta_2\sin\omega_2}{\sin\theta_1\cos\omega_1+\sin\theta_2\cos\omega_2}$$

$$\text{倾角 } D_{1,3}=\operatorname{arc\,sin}\frac{\cos\theta_1\mp\cos\theta_2}{2\cos\left\{\frac{180^\circ-\operatorname{arc\,cos}\left[\sin\theta_1\sin\theta_2\cos(\omega_2-\omega_1)+\cos\theta_1\cos\theta_2\right]}{2}\right\}}$$

σ_2 产状：

$$\text{倾向 } \varphi_2=\operatorname{arc\,tg}\frac{\operatorname{tg}\theta_1\cos\omega_1-\operatorname{tg}\theta_2\cos\omega_2}{\operatorname{tg}\theta_2\sin\omega_2-\operatorname{tg}\theta_1\sin\omega_1}$$

$$\text{倾角 } D_2=\operatorname{arc\,sin}\frac{\sin\theta_1\sin\theta_2\sin(\omega_2-\omega_1)}{\sin\left\{\operatorname{arc\,cos}\left[\sin\theta_1\sin\theta_2\cos(\omega_2-\omega_1)+\cos\theta_1\cos\theta_2\right]\right\}}$$

式中 ω_2、ω_1、θ_1、θ_2 分别为共轭剪节理倾向、倾角。

经图解及计算，得知区内第一阶段(海西早期)变形时 σ_1 方位为 30°；第二阶段(海西中晚期)变形时 σ_1 方位为 50°；第三阶段(印支—燕山期)变形时 σ_1 方位为 70°；第四阶段(喜马拉雅期)变形时 σ_1 方位为 10°。

四、控岩控矿应力场有限单元法计算

由矿床地质特征及其与构造的关系和同位素研究表明，喀拉通克铜镍硫化物矿 1 号矿床为岩浆深渊熔离-贯入成因，其形成严格受北西向构造带及其配套的北北西向断层控制，系以海西中晚期南北向顺扭为主，伴随东西向微弱挤压外力条件下的产物。

为了解控岩控矿构造应力场特征，我们对 1 号岩体 710m 中段(图 7)和 26 号勘探线剖面(图 15)成矿期应力场进行了有限单元法计算和趋势分析。

岩块或地块在外力作用下，其内部最大主应力、最小主应力、最大剪应力的大小和方向及应变能等符合下列关系式：

$$\sigma_1,\sigma_3=\frac{\sigma_x+\sigma_y}{2}\pm\sqrt{\left(\frac{\sigma_x-\sigma_y}{2}\right)^2+\tau_{xy}^2}$$

$$\operatorname{tg}2\alpha=\frac{-2\tau_{xy}}{\sigma_x-\sigma_y}$$

$$\tau_{\max}=\sqrt{\left(\frac{\sigma x-\sigma y}{2}\right)^2+\tau_{xy}^2}$$

$$\operatorname{tg}2\varphi=\frac{\sigma_x-\sigma_y}{2\tau_{xy}}$$

$$U=\frac{1}{2E}(\sigma_1^2+\sigma_3^2+2\gamma\sigma_1\sigma_3)$$

式中 σx、σ_y 分别为 x、y 方向直应力；τ_{xy} 为扭应力；α 为 σ_1 与 x 轴夹角；φ 为 $\tau_{\max}$ 与 x 轴夹

角；E 为岩石弹性模量；γ 为岩石泊松比

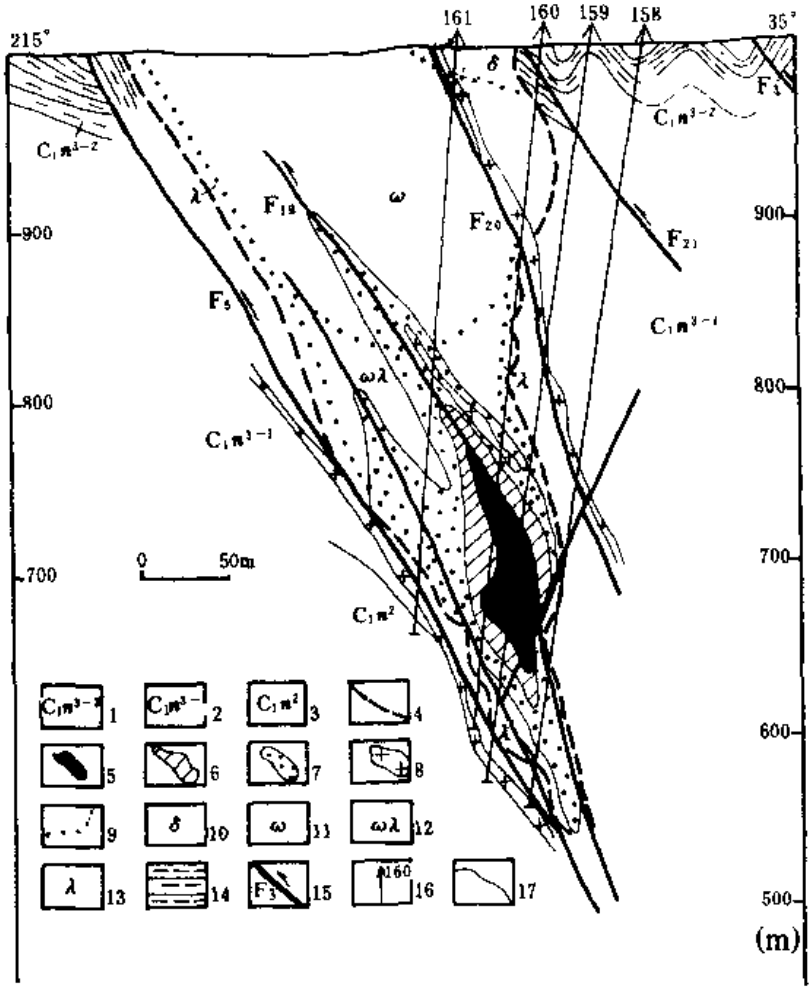


图 15　26 号勘探地质剖面图

Fig. 15　Geological profile of No. 26 prospecting line

1、3—下石炭统南哨水组(1—上段上层；2—上段下层；3—中段)；4—1 号岩体界线；5—致密块状矿石矿体；6—稠密浸染状矿石矿体；7—稀疏浸染状矿石矿体；8—石英斑岩；9—岩相界线；10—黑云角闪苏长岩；11—黑云角闪苏长岩；12—黑云橄榄苏长岩；13—辉长辉绿岩；14—泥板岩；15—断层；16—钻孔及编号；17—地质界线

(岩体及矿体界线据新疆地矿局四大队资料)

根据前述成矿期外力条件，设 $\sigma_1=35kg/cm^2$，$\sigma_2=0$，$\tau_{12}=100kg/cm$ 采用非线性有限单元法，用电子计算机对成矿期应力场进行计算，结果表明在平面上岩体中部，即走向由北西转为北北西，F_{18} 与 F_5 等断层交汇处为低围压区，应变能和最大剪应力处于中偏高状态(图 16)，有利于矿浆贯入成矿。剖面上岩体中部 650m--750m 标高处断裂破碎带中下部为高围压区，而最大剪应力和应变能偏高(图 17)，与实际地质构造变形基本吻合。710m 中段和 26 线剖面成矿期围压、最大剪应力和应变能趋势分别得出相同结论(图 18、图 19)。

综上所述，成矿期低围压区为构造减压区域，有利于矿浆贯入、停滞、冷却凝固形成致密块状矿石矿体，这已为该矿床矿体空间分布规律所证明。

由计算表明，1 号岩体周围，特别是西南部也出现低压区，矿浆有可能向围岩中有利成矿部位贯入成矿，应引起重视。

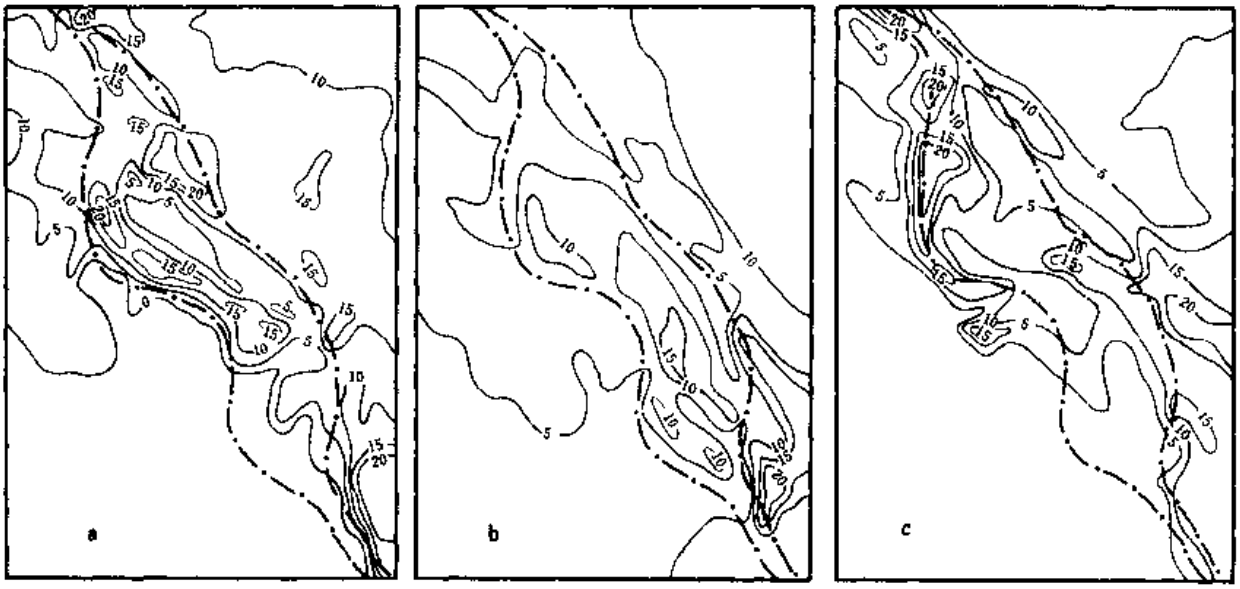


图 16 [illegible] 期构造应力场围压(a)、最大剪应力(b)、应变能(c)等值线图

Fig. 16 Confining pressure contour(a), maximum shearing stress contour(b), and strain energy contour(c) in the metallogenic tectonic stress field at [illegible] level

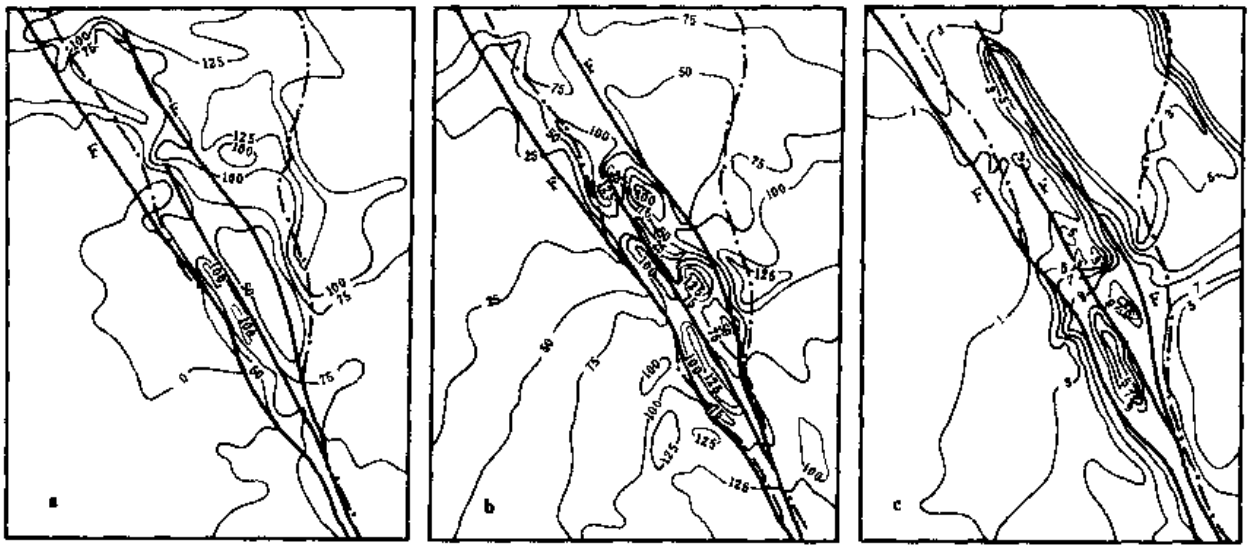
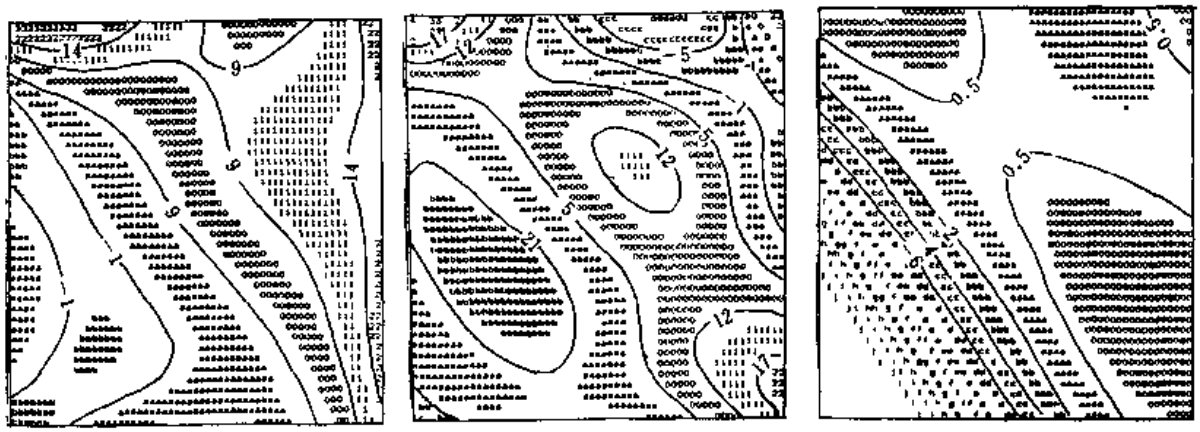


图 17 26 线成矿期应力场围压(a)、最大剪应力(b)、应变能(c)等值线图

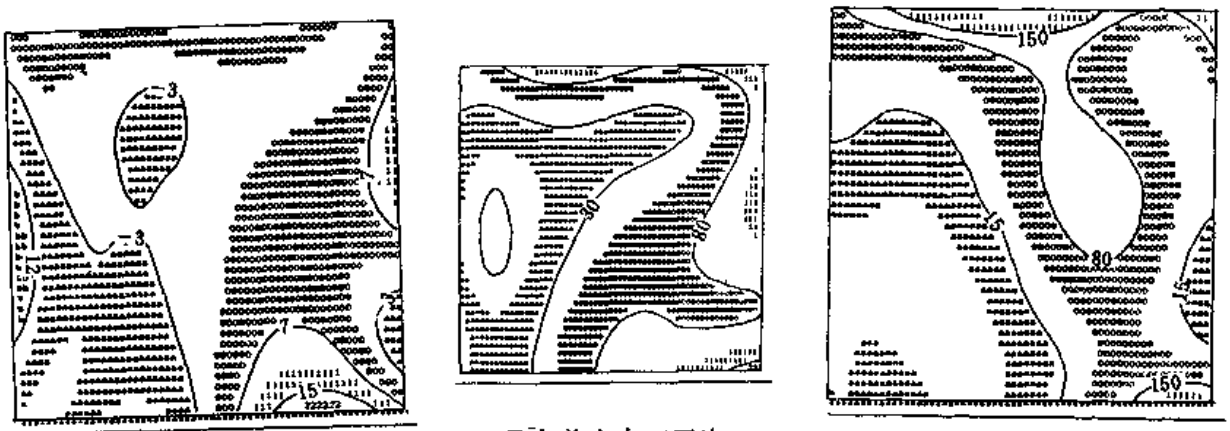
Fig. 17 Confining pressure contour(a), maximum shearing stress contour(b), and strain energy contour(c) in the metallogenic tectonic stress field at No. 26 prospecting line



a. 围压（五次）　　b. 最大剪应力（五次）　　c. 应变能（三次）

图 18　710m 中段成矿期应力场围压、最大剪应力、应变能趋势分析

Fig. 18　Confining pressure, maximum shearing stress, and strain energy trend analysis in the metallogenic tectonic stress field at 710m level



a. 围压（五次）　　b. 最大剪应力（四次）　　c. 应变能（五次）

图 19　26 线成矿期应力场围压、最大剪应力、应变能趋势分析

Fig. 19　Confining pressure, maximum shearing stress, and strain energy trend analysis in the metallogenic tectonic stress field at No. 26 prospecting line

野外工作时承蒙新疆地矿局四大队高级工程师赵昌龙、张衍彬工程师帮助，在此致谢。由于本人水平有限，文中不对之处请批评指正。

参 考 文 献

马宗晋、邓起东，1965，节理力学性质的判别及其分期配套的初步研究——构造地质问题，科学出版社。

周济元、黄继钧，1987，浙江建德铜矿的构造特征及其控岩控矿作用，中国地质科学院 562 综合队集刊第 6 号，地质出版社。

黄继钧，1988，叠加褶皱的类型及变形图像，成都地质学院学报，第 4 期。

黄继钧，1990，喀拉通克铜镍硫化物矿床的岩浆深渊熔离一贯入及其形成力学机理，矿物岩石，第 4 期。

STRUCTURE FEATURES OF No. 1 DEPOSIT OF KARATÜNGK Cu—Ni SULFIDE ORE DISTRICT

Huang Jijun

(*Chengdu Institute of Technology*)

Abstract

The structure of No. 1 deposit of Karatüngk Cu—Ni sulfide ore district is rather complicate. The NNW - striking folds cut across the NW fold, and is limited by the NW fold; the NNW fault breaks off the NE fault, or it is limited by the later. The intersection of the two sets of fault has controlled the occurrence of the rockbodies and the orebodies. This paper has systematically discussed the structural features of No. 1 deposit, introduced in detail the study method of deposit structures, and carried out the calculation and trend analysis of metallogenic stress field with nonlinear finite-element method.

新疆北部区域地球化学景观类型及勘查方法技术

杜佩轩

（陕西地质物理地球化学勘查院）

近10年来，国家"305"项目在新疆北部开展了卓有成效的化探方法试验，涉及约25个（1∶20万和1∶50万）图幅，完成了50多个区（点）试验，形成了一套适宜于新疆北部各景观区的野外工作方法技术。实际上，在"七五"科技攻关的初期，同一景观区采用了不同的工作方法（个别地区），影响了勘查效果，使成果的利用和综合研究受到限制。为此，新疆北部景观类型的划分及勘查方法技术的研究，迫在眉睫。根据国内众多单位试验研究成果，就笔者在新疆北部10年区域勘查地球化学实践，试对区域地球化学景观类型划分，提出配套的勘查方法技术，供同行参考。

一、景观类型划分

新疆北部景观类型与内地沿海一带比较，是十分复杂的。根据气候、地势、地貌，对地球化学景观类型划分成5类，即高寒山区、干旱荒漠区、半干旱荒漠区、堆积平原区、沙漠盆地景观区。

（一）景观类型特征

1. 高寒山区

高寒山区包括高寒高山区、高寒中山区、高寒低山区、亚高寒山间盆、谷、沼区。

高寒高山区海拔高度5000—3500m，相对切割深度大于1000m。海拔高在3800m以上极高山区，常年积雪，发育有现代冰川，寒冰风化强烈；山脊基岩裸露，植被稀少，土壤发育较原始，土粒充填于石缝及石流底部。海拔3800—3500m高山区，位于现代雪线之下，局部有现代冰川、古冰川，冰缘地貌发育，冰融风化显著；植物属杂草类；土壤为原始草甸土和冰沼土，母质为冰碛、冰水沉积物、残坡积物，细土较少，表层聚积有粗腐殖质，底层有较薄的季节性冰层。元素在碎屑中被机械冲刷转移，随着高度降低，化学风化逐渐增强，部分岩屑被溶蚀，元素转入溶液中随地表水转移。

高寒中山区海拔高度3500—1000m，切割深度500—1000m。海拔高度3500—2800m，位于森林线之上，冰蚀、冰碛地貌发育，冰水作用显著；植被较密，植被中草原成分增多；土壤为草甸土和发育于黄土状母质的草甸土。海拔高度2800—1800m，气候湿润温和，植被发育，片状森林广布；谷坡陡峻，流水侵蚀强烈；母质为冰水沉积物，残坡积物，表层腐殖层较厚，底层石质增多。元素呈液态或固态随洪水转移。

高寒低山区海拔高度1000—3000m，切割深度100—1000m。夏季炎热干燥，冬春季风力作用强烈；山前古老洪积扇被切割成支离破碎的低山丘陵，受暴雨冲蚀，形成沟壑密集、植被稀少的劣地地貌；土壤垂直分带明显，母质为残土状物质，底部有时有石膏沉积。

亚高寒山间盆、谷、沼区，气候比较寒冷，雨量较丰富，地表径流发育，以高山冰雪融水补给为主，河漫滩及盆地低洼地普遍沼泽化；冲积带和河谷两岸为天然草场，土壤为草甸土或草原土，母质多为细粒洪积物，表层受淋滤，下部多为碳酸钙沉积；沼泽地带，多数元素含量平稳偏低，趋于分散和贫化。

2. 干旱荒漠区

干旱荒漠区包括干旱高中山区、干旱低山丘陵区、干旱山前冲洪积扇。

干旱高中山区最高海拔低于3500m，切割深度500—1000m。水系较发育，多为干枯径流水系，个别常流水系；地势陡峻，切割强烈；植被不发育，有少许针叶林和灌木丛；由于风蚀作用和机械风化作用，使区内残积物、风积物、坡积物被天然降水移于水系中，形成沉积物。元素以固态、液态、吸附、胶体等状态迁移。

干旱低山丘陵区占干旱荒漠区总面积的80%以上，一般海拔1200m左右，最高1500m，切割深度200—300m。地壳稳定，岩石坚硬，剥蚀达到了准平原阶段，地面起伏和缓，成为低丘（残山）形态，大部分为石质戈壁。表面因长期剥蚀、残积、坡积、风积，形成了一层厚度约为20—30cm的残坡积层，物质以风成沙和残坡积岩屑碎石为主，较低缓处表面发育有少许石膏，植被极不发育，仅在一些冲沟径流水系中，有少许骆驼刺、红柳等。

风蚀作用使一部分岩石破碎，形成各种类型、各种特征、形状不一的风蚀岩；机械风化作用以温差破坏作用为主，吸热而膨胀的岩石在夜间或者遭遇大气降水，冷却收缩，使岩石受力破碎；蒸腾作用指大气降水渗入地下液化蒸发的作用，低山丘陵区大气水滞留时间短，蒸腾旋回频繁而迅速；盐碱渍化作用形成了具石灰岩风化壳的外形，其中含有丰富的钙（钙景观）如：石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）、钙华（$Ca(CO_3)_2$）等，溶液呈碱性，胶体运动缓慢，其次为氯化物-硫酸盐堆积风化壳，其中含有易溶性盐类氯和硫（钠景观）；风成沙干扰作用，是干旱荒漠区的显著特点，其混染面积大、范围广，被影响的样品粒级为－40目—＋120目。

综上叙述，干旱低山丘陵区地球化学景观错综复杂、模糊不清，地球化学场受多方面因素干扰，是方法试验研究的重点。

干旱山前冲洪积扇区。由于高中山区洪流、常流、径流水冲刷，形成了和缓的山前洪积扇及其冲、洪积砾石堆积；部分山脊、山丘裸露；植被极不发育，覆盖面积较小。

3. 半干旱荒漠区

半干旱荒漠区主要分布在西准噶尔一带。划分成半干旱高山区、半干旱中山区、半干旱低山丘陵区、半干旱荒漠草塬区。

半干旱高山区，海拔在3500m以上，植被生长稀疏，多为冰盖。下缘2500m左右有稀疏草甸草本植物出现。土壤类型为高寒漠土；半干旱中山区，海拔一般2500—1000m，由于海拔较高，山垣地势平坦，长年岛状冻土阻隔，形成大片沼泽草甸和冰沼，发育高位沼泽草甸植被和相应的沼泽草甸土、冰沼土，其余区域发育灌木丛（乔木丛）、草塬（草甸）植被，和相应的草塬土，地处半湿润—湿润山地气候条件，虽然处于风蚀区，因植被阻留和湿养性沉降，表土形成中含有相当多的风成沙粒沉降物，表层黄土厚度一般十几厘米，局部可见厚达几米的黄土盖于山顶；半干旱低山丘陵区，其性状特征和干旱低山丘陵区类同，水系不发育，沟谷平缓开

阔，无固定流水线，山体多被各种风化作用侵蚀成馒头状；半干旱荒漠草塬区，主体为冲、洪积平原，局部有残丘，其中较大水系的河谷和潜流区、新生代含水断裂带出现绿洲，为主要农垦和放牧地区，土壤以灰棕漠土为主。

总体上，表生物质在区域性运移中，由于水侵蚀和搬运作用，使其从山地搬向盆谷。切割较大的高中山区受到较强的剥蚀，浅切割的低山丘陵区，虽无高中山区地差优势，因干旱而无较多植被保护，暴雨冲刷搬运也相当强烈。表生物质搬运距离比较有限，规模不大。区内风大，风蚀作用、风成沙破坏作用、化学风化作用、机械风化作用强烈。排除风成沙干扰，改善测量效果，是方法研究的关键。

4. 堆积平塬区、沙漠盆地区

堆积平塬区采集控制样品，沙漠盆地区暂不进行地球化学勘查。

(二)景观类型划分

高寒山区分布在西天山、阿勒泰、东天山部分地区；干旱荒漠区分布在东准噶尔、东疆地区；半干旱荒漠区分布在西准噶尔地区；干旱堆积平塬区分布在天山山脉和阿勒泰山前一带；沙漠盆地区系指准噶尔盆地，位于新疆北部中心位置。

新疆北部景观类型划分，详见新疆北部景观类型分区图1。

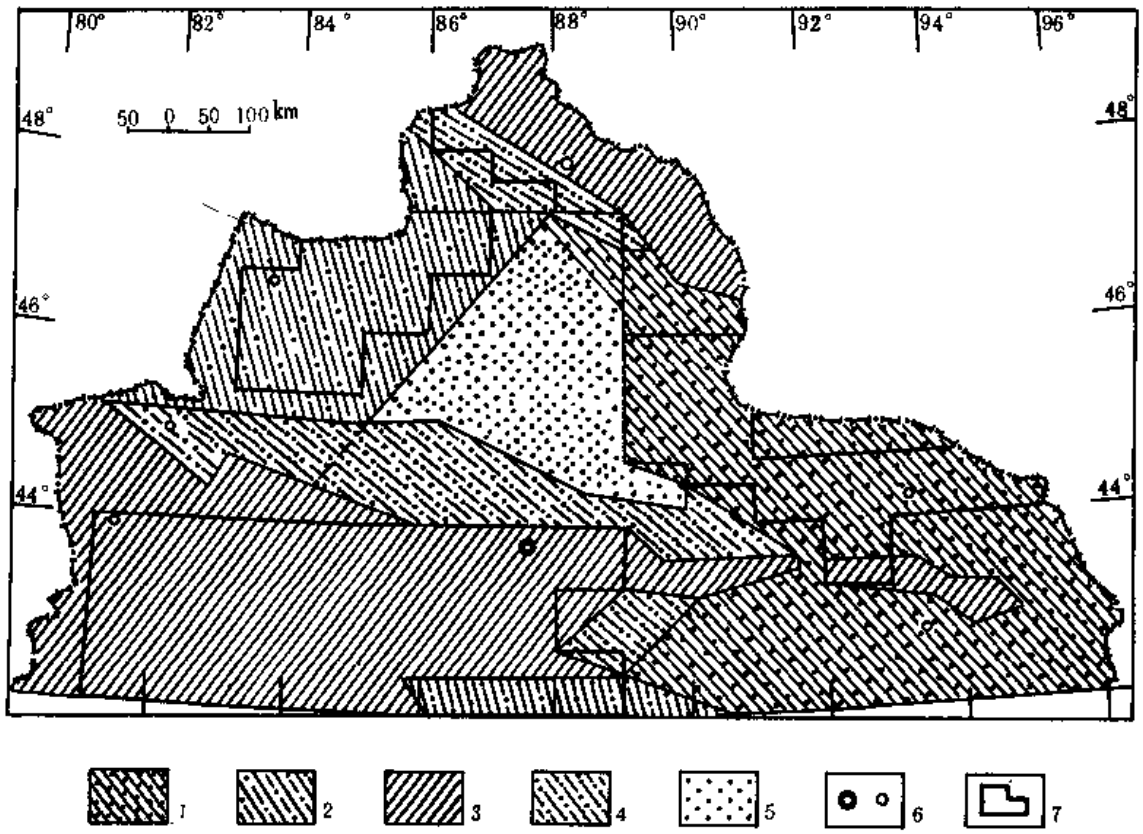


图1 新疆北部景观分区图

Fig. 1 Sketch map of landscape in northern Xinjiang

1—干旱荒漠区；2—半干旱荒漠区；3—高寒山区；4—干旱堆积平塬区；5—沙漠盆地区；6—乌鲁木齐市及区县；7—1∶50万编图工作区

二、方法试验研究

本文所述超低密度指1∶100万以上比例尺地球化学测量，甚低密度指1∶50万地球化学测量，低密度指1∶20万地球化学测量。

(一)高寒山区

1.甚低密度

根据青海物探队方法试验研究结论，高寒山区宜进行水系沉积物测量。对中山以上中深切割地区，采样密度以1点/35—40km^{2}为宜；对特殊困难地区可放稀到1点/60—80km^2；对中切割的低山区，因单点控制面积小，样点可适当加密。采样点布置在二级水系中，采样物质以中、细沙为主，多点组合取样。在干旱区尽量在潜水三角处采样。在冰碛发育区，最好采暗流淤积细沙。样重2.5kg以上，粒级－60目。

2.低密度

根据河南地调一队，江西物探、化探大队、有色地勘局608队在阿勒泰地区方法试验结果表明，宜进行水系沉积物测量，样品以采－40目粒级为佳。青海物探队和四川物探队试验，认为西天山高寒高、中山区，宜进行水系沉积物测量，样品粒级以－60目为佳。西北有色物探、化探大队试验，认为水系沉积物应取－20～＋150目粒级。

(二)干旱荒漠区

根据陕西地矿局物探、化探队等1985年6月，在东准噶尔库普幅方法试验研究中，确定了干旱荒漠区低密度勘查工作方法技术，揭开了新疆区域化探的序幕。具体做法是：

1.干旱中高山区进行水系沉积物测量，样品粒级(－4—＋20)目。

2.干旱低山丘陵区进行岩屑地球化学测量，采样粒级(－4—＋10)目。

3.干旱堆积平塬区进行土壤测量，样品粒级(－4—＋40)目。

(三)半干旱荒漠区

根据国内外著名勘查地球化学家谢学锦教授和青海化探队总工程师李明喜高级工程师试验研究结果，在进行水系沉积物、岩屑测量时，采样粒级应以(－4—＋40)目或(－4—＋60)目为宜。

地矿部第二综合物探大队李正永高级工程师试验结果表明，应以水系沉积物测量为主，堆积平塬区进行土壤测量，取样粒级为－40目。

新疆北部地区“七五”期间完成野外勘查面积约30万km^2，采用的方法技术，详见新疆北部各图幅工作方法技术汇总表(表1)。

三、勘查方法技术

笔者根据“七五”期间国家305项目各课题组开展的卓有成效的方法技术试验结果，试对新疆北部区域地球化学勘查工作方法技术提出看法，供同行借鉴，并在实践中予以检验。

超低密度地球化学测量，以水系沉积物为主，样品采集三、四级水系中沉积物，或者冰积

表 1　新疆北部各图幅工作方法技术汇总表

Table 1　Geochemical exploration methods of different map in northern Xinjiang

景观区	图幅	比例尺	测量方法	取样粒级	采样密度
高寒山区	哈巴河、琼库尔特、阿克萨拉、大桥、富蕴、德柳、吉河、恰库尔特、阿拉图库来什	1∶20 万	水系沉积物测量	－40 目	1 点/36km²
				－20—＋150 目	
	达板城—乌鲁木齐			－60 目	
	包尔图—后峡			干旱中低山区(－50—＋40)目高寒山区－60 目	
	伊宁—焉耆	1∶50 万		－60 目	1 点/km²
干旱荒漠区	库普、红柳峡、东泉、卡拉麦里、卡姆斯特、奥什克山、三塘湖、琼库尔、巴里坤湖	1∶20 万	岩屑测量	低山丘陵区(－5—＋10)目中高低山区(－5—＋20)目戈壁沙漠(－5—＋20)目	1 点/km²
半干旱荒漠区	托里	1∶20 万	水系沉积物土壤测量	－10 目	1.05 点/km²
	额敏—托斯特		水系沉积物测量	(－4—＋40)目(－4—＋60)目	1 点/km²

物；粒级－60 目或－80 目；密度 1 点/50—100km²；以追寻特大、超大型矿床为目标。

甚低密度地球化学测量，以水系沉积物测量为主；样品采集二、三级水系中沉积物，或者冰积物；粒级－60 目；采样密度可控制在 1 点/36—60km²；以追踪大型、特大型矿床为目标。

低密度地球化学测量，以水系沉积物、岩屑地球化学测量为主，土壤测量为次。水系沉积物采自一、二级水系；高寒山区－40 目或－60 目，干旱荒漠区(－5—＋40)目，半干旱荒漠区(－4—＋60)目或(－4—＋20)目；密度 1 点/km²。岩屑地球化学测量，样品采自低山丘陵最佳汇水域，物质为冲、坡、残积物，粒级(－4—＋10)目或(－4—＋20)目，密度为 1 点/km²。

将新疆北部各景观区宜进行的最佳勘查方法技术，列成新疆北部不同景观区勘查方法技术一览表(表 2)。

结　语

区域地球化学勘查定量分析 39 种元素，甚至达到 70 种元素，就某一景观区某一工作方法对某一种元素，未必完全适合，而对大多数元素是有效的，这就是区域地球化学勘查，试图提出一种工作方法适用所有元素，是根本不可能的。某一元素完全有效的勘查方法与本身的性状有关、与矿产存在的位置有关、与采样的密度有关、与样品的介质有关。选择野外工作方法时，根据勘查的目的和对象，具体情况具体分析，灵活掌握各种方法技术。对岩石测量、岩屑测量、水系沉积物测量、土壤测量、水化学测量、植物测量等，也要因地制宜，选择使用，以达到最佳效果。

表 2　新疆不同景观区勘查方法技术一览表

Table 2　Geochemical exploeation methods of different landscape in northern Xinjiang

景观区		工作方法	取样位置	取样物质	样品粒级	采样密度	样品重量
高山区	高山区	超低密度水系沉积物测量	三、四级水系	沉积物 冰积物	-60目 或-80目	1点/50—100km²	2.5kg
高山区	中山区	低密度水系沉积物测量	二、三级水系		-60目	1点/36—50km²	2kg
高山区	低山区	低密度水系沉积物测量	一、二级水系	沉积物	-40目 或-60目	1点/km²	250g
高山区	亚高寒山间盆谷湖区 冲洪积平原	低密度土壤测量	B层	沙漠壤、残坡积物淤泥 冲洪积物	-60目	1点/1—10km²	250g
干旱荒漠区	中高山区	低密度水系沉积物测量	一、二级干枯或径流水系	沉积物	(-3—+10)目	1点/km²	250g
干旱荒漠区	低山丘陵区	岩屑测量	最佳汇水域	冲残坡积物	(-4—+10)或(-4—+20)目		
干旱荒漠区	堆积平原区	土壤测量	B层	冲洪积物	(-4—+20)或(-4—+40)目	1点/4km²	
半干旱荒漠区	高山区	低密度水系沉积物测量	一、二级水系	沉积物	(-4—+60)目	1点/km²	250g
半干旱荒漠区	中山区	水系沉积物测量	一、二级水系		(-1—+20)目		
半干旱荒漠区	低山丘陵区	岩屑测量	最佳汇水域	冲残坡积物	(-4—+10)目		
半干旱荒漠区	堆积平原区	土壤测量	B层	冲洪积物	(-4—+40)目	1点/4—10km²	

参 考 文 献

谢学锦，1979，《区域化探》，地质出版社。

杜佩轩，1991，新疆干旱荒漠区勘查地球化学方法试验研究，新疆地质科学，第三辑，地质出版社。

地质矿产部，1986，区域化探全国扫面工作方法若干规定，地质出版社。

杜佩轩，1993，新疆北部区域地球化学测量，第五届全国勘查地球化学学术讨论会论文集，地质出版社。

REGIONAL GEOLOGICAL LANDSCAPE TYPES AND THEIR PROSPECTING TECHNIQUES IN NORTHERN XINJIANG UYGUR AUTONOMOUS REGION

Du Peixuan

(*Shaanxi Institute of Geophysical & Geochemical Exploration*)

Abstract

According to the climate, the relief, and the land form of the northern Xinjiang, the geochemical landscape is classified as five types. In cold high mountainous region, prospecting techniques are mainly geochemical surveys carried out in ultralow and verylow density drainage sediments; samples are collected from the second— and third--grade drainage sediments; sampling density is one per 36—50 km^2; grain size of the analysized sediments is —60 or —80 meshes. In arid wasteland region, prospecting techniques are mainly geochemical surveys in the low—density lithoclasts; samples are collected from the residual and slope wash of the best water—collecting area in low mountains and hills; sampling density is one per 1—4 km^2, grain size is —5 to +10 meshes. In the semiarid wasteland region, prospecting techniques are mainly the geochemical survey of low—density lithoclasts and the stream sediments. In the arid flat region, low—density or verylow—density soil geochemical surveys are carried out. Desert and basin landscape have not been detected with geochemical survey at the present time.

萨惹什克锡矿床成因矿物学初步研究

沈湘元　毕承思　徐庆生

（中国地质科学院矿床地质研究所）

萨惹什克锡矿是国家新疆305项目于1987年发现评价的一个规模近中型的锡矿床。该锡矿与碱性花岗岩有关，是我国近年发现的一个新类型的锡矿床。矿床位于东准噶尔褶皱带卡拉麦里缝合带北侧的花岗岩隆起杂岩带上，与附近的贝勒库都克、卡姆斯特、干梁子锡矿床及红土井子等锡矿点组成一锡矿带。矿区碱性花岗岩与邻近的黄羊山钠闪石花岗岩构成一碱性花岗岩套。笔者对锡矿床及其岩体的有关矿物进行的测试研究，曾为矿床的成因解释提供了重要的依据和佐证。

一、钠　闪　石

与锡矿密切有关的岩体系钠闪石花岗岩，以往区测资料一直划为角闪石花岗岩。这种碱性的角闪石不仅在花岗岩中而且与锡矿的关系十分密切，常与石英、锡石、赤铁矿构成一种极为少见的锡矿石矿物共生组合，因而确定角闪石的种属对矿床的成因解释至关重要。我们抓住这个典型矿物进行了测试研究。经化学分析、X光粉晶、薄片鉴定等与标准矿物对比鉴别出应为钠闪石。其化学成分及晶胞参数等数据分别列于表1和表2。钠闪石的鉴别确定了该岩体属于碱性花岗岩，全岩氧同位素测定为低氧花岗岩（5.4‰—6.7‰），与国内外A型花岗岩对比及岩石化学相关分析图解，均能说明其属A型花岗岩范畴。

岩体中钠闪石呈半自形—它形，一般为短柱—柱状—板状，边缘相粒度0.01—0.25mm，过渡相为0.5—1.8mm。在晚期的一些石英脉中见有自行程度极好的长柱状晶体，粒度可达8—22mm，颜色微蓝—暗黑，玻璃光泽，极脆，有强电磁性，镜下为深毛蓝—暗黑色，多色性极强（Np＝深毛蓝，Nm＝浅蓝，Ng＝黄色—黄褐色），具反吸收性，{110}解理完全。其产状多样，在花岗岩、斑状花岗岩和花岗斑岩中呈浸染状，在石英脉中与石英、锡石、赤铁矿一起呈团块状、稠密浸染状构成矿石。薄片中见钠闪石交代霓石，其形成时间略晚于霓石。钠闪石晶胞参数见表3，其a_0、b_0、c_0和β角均介于端元钠闪石和钠铁闪石之间，且钠铁闪石特有的3条衍射线较弱，因此属钠闪石和钠铁闪石之间的过渡种属，但比较接近钠闪石端（表1）。

表 1 萨惹什克锡矿角闪石化学成分(%)

Table 1 Chemical composition of hornblende in the Sareshik tin deposit (%)

岩性	钠闪石石英脉						钠闪石花岗岩		
矿物	Rie	Arf	Rie	Rie	Rie	Rie	Rie	Rie	Rie
样品号	6HyTc11	6Hy3	6Hy12	6Hy37	6Hy22－21	6Hy22－2	6Hy59HA	6Hy59－1	6Hy59－2
SiO_2	56.4	18.80	49.44	50.18	51.93	51.21	18.80	47.71	49.10
TiO_2	0.35	0.66	0.28	0.11	0.12	0.16	1.18	0.80	0.67
Al_2O_3	0.93	0.44	0.38	0.65	0.75	0.38	2.29	1.37	1.00
Fe_2O_3	20.06						17.79		
FeO	11.28	35.87	36.87	38.73	35.67	38.89	17.15	37.26	35.41
MnO	0.11	0.29	0.31	0.01	0.03	0.05	0.35	0.45	0.38
MgO	0.15	0.19	0.34	0.66	0.47	0.35	0.31	0.00	0.06
CaO	1.73	1.66	1.09	1.91	0.27	0.30	3.80	1.52	2.74
Na_2O	6.10	6.89	7.00	6.76	7.31	7.16	4.67	4.85	6.16
K_2O	0.77	0.73	0.76	0.53	0.16	0.50	1.37	1.19	1.18
P_2O_5				0.08				0.06	0.32
SnO_2	0.77		0.59				0.01	0.07	0.01
Cr_2O_3			0.36	0.05				0.02	0.02
F	0.32						0.32		
H_2O^+	1.66						2.38		
H_2O^-							0.35		
总计	100.63	95.74	97.36	99.37	99.99	100.00	100.76	97.96	97.04

注:HA 为化学分析结果,由中国地质科学院测试所佟柏令测定。用 24(O)为基数计算阳离子数;其它样品均为探针分析结果,由中国地质大学孙兴东测定,采用郑巧荣、林文蔚等计算方法分配 FeO 和 Fe_2O_3,以 23(O)为基数计算阳离子数。Rie:钠闪石;Arf:钠铁闪石

表 2 萨惹什克锡矿角闪石晶体化学计算

Table 2 Crystallochemical calculation of hornblende in the Sareshik tin deposit

序号 / 元素	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	8.35	7.843	7.823	7.827	8.263	7.769	7.479	7.612	7.899
$Al^{\text{Ⅳ}}$	0	0.083	0.079	0.119	0	0.068	0.414	0.258	0.101
$Al^{\text{Ⅵ}}$	0.163	0	0	0	0.133	0	0	0	0.088
P				0.026				0.020	0.109
Cy			0.045	0.006				0.002	0.002
$Fe^{3+\text{Ⅳ}}$	0	0.043	0.061	0.048	0	0.163	0.108	0.127	0
$Fe^{3+\text{Ⅵ}}$	2.251	1.124	1.435	1.406	1.001	1.889	1.944	1.021	0.881
Fe^{2+}	1.407	3.654	3.375	3.569	3.486	3.009	2.198	3.824	3.883
Mn	0.014	0.027	0.041	0.001	0.004	0.006	0.045	0.061	0.052

续表

元素 \ 序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ti	0.039	0.008	0.033	0.013	0.014	0.018	0.136	0.096	0.081
Sn	0.016	0	0.035					0.004	0.001
Mg	0.033	0.117	0.080	0.014	0.101	0.079	0.071	0	0.011
Na	1.764	2.147	2.148	2.032	2.132	2.106	1.388	1.501	1.921
K	0.147	0.149	0.153	0.105	0.088	0.097	0.268	0.242	0.242
Ca	0.276	0.286	0.185	0.360	0.043	0.049	0.624	0.713	0.400
F^-	0.32						0.155		
OH^-	1.66						2.433		
Na_B	1.764	1.712	1.813	1.698	1.954	1.949	1.388	1.284	1.923
$(Na+K)_A$	0	0.585	0.488	0.439	0.266	0.254	0.268	0.458	0.165
Mg $Mg+Fe^{2+}$	0.023	0.031	0.023	0.004	0.028	0.026	0.031	0	0.0037
Fe^{3+} $Fe^{3+}+Al^{VI}$	0.932	1	1	1	0.883	1	1	1	0.909

注：Fe^{3+}值用 6K2 HA 的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值计算；序号即同表 1 样品号顺序

表 3　碱性角闪石的晶胞参数和重要特征谱线

Table 3　Cell parameters and important characteristic spectral lines of alkali hornblende

样品号	6Hy－59	JCPDS
种属	萨惹什克钠闪石	端元钠闪石
$a_0(10^{-1}n)$	9.876	9.769
b_0	18.065	18.048
c_0	5.336	5.333
β	101.11	103.59
$D(I/I_{max}$ %)	1.2371(3.84) 2.9726(8.10) 2.3933(5.22)	

测定者：中国地质科学院矿床地质研究所，张汉卿、王立本、贺威

矿区钠闪石与邻区钠铁闪石（黄羊山钠铁闪石花岗岩、贝勒库都克锡矿钠铁闪石--锡石—石英脉）红外光谱用 IR450 红外谱仪测定，其波速列于表 4，图谱见图 1。

表 4　碱性闪石红外光谱测定结果　(cm^{-1})

Table 4　IR spectroscopic analysis of alkali hornblende (cm^{-1})

端元钠闪石		3612		1070	1030	980	885	775	754	695	679	636	537	492	450	420
端元钠铁闪石			1126	1060		960			742		660	642		490	450	420
6K－2 钠铁闪石		3608		1083		979		777		698		642	540		456	
6T－11 钠闪石		3602		1084		978		776		692		642	540		452	
6H－53 钠铁闪石	3620	3608	1121	1066		956			747		664			488	449	
6Hy－59 钠闪石	3640	3616		1074	1027	963		772		687		637		491	446	

测定者：地科院矿床所，郭立鹤、陈燕知

角闪石化学分类采用国际矿物学会通过的闪石化学分类命名方案，依化学成分列于图2。可见萨惹什克锡矿多为钠闪石，同一碱性花岗岩套的黄羊山岩体则为较多端元的钠铁闪石，而属同一锡矿带的贝勒库都克锡矿西区矿体角闪石大部分属钠铁闪石。

萨惹什克锡矿角闪石样品(6Hy-59、6T-11)红外光谱分析、X光分析和化学分析都得出一致结果，定名钠闪石。

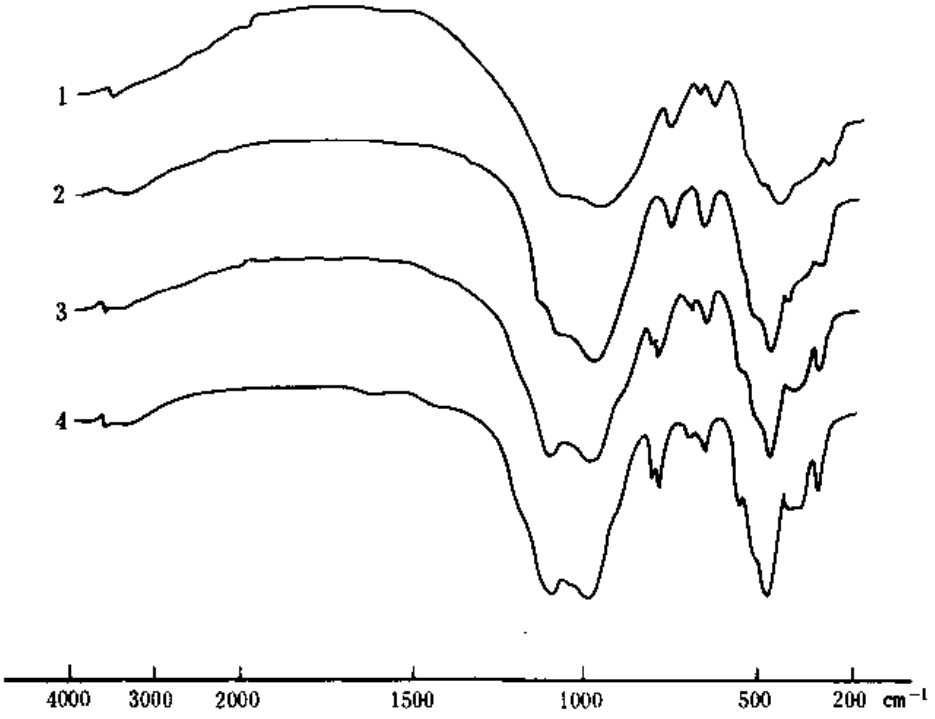


图1 碱性角闪石红外吸收光谱

Fig. 1 IR absorption spectrum of alkali hornblende

1—萨惹什克锡矿钠闪石花岗岩(样品号6Hy—59，下同)；2—黄羊山钠铁闪石花岗岩(6B—53)；3—萨惹什克锡矿锡石—钠闪石—石英脉(6T—11)；4—贝勒库都克锡矿锡石—钠铁闪石—石英脉(6K—2)

二、霓　　石

霓石一般和碱性角闪石共生，有两种产状。一种产于钠闪石花岗岩中，含量较少，常和碱性角闪石及条纹长石连生。另一种产于锡石-钠闪石-赤铁矿-石英脉中。霓石形成时间略早于钠闪石，往往分布在钠闪石团块的核部，并见被钠闪石交代的现象。

碱性花岗岩中的霓石呈半自形—它形，板状、柱状晶，中细粒结构，粒径0.02—1.5mm，个别2—3mm。在钠闪石石英脉中，霓石粒度较细0.01—0.05mm，通常为棒状、针状、长柱状等，手标本上呈暗绿—墨绿色，锥形端面可见。镜下为微黄绿—浅绿色，具弱多色性，Np>Nm>Ng。干涉色较高，最高达Ⅲ—Ⅳ级，极为鲜艳。霓石-霓辉石为有限类质同象系列，依据迪尔等(1963)的划分标准，当端元组分$NaFeSi_2O_6$标准分子为15%—70%时称霓辉石；>70%时称为霓石。本区霓石化学成分(表5)计算结果，除萨惹什克锡矿近矿钠闪石花岗岩霓石$NaFeSi_2O_6$标准分子数较低，为79.51%外，其它样品霓石分子为90.94%—99.39%(平均96.4%)，全部为最端元组分。而福建、尼日利亚、科拉半岛碱性花岗岩均小于90%。

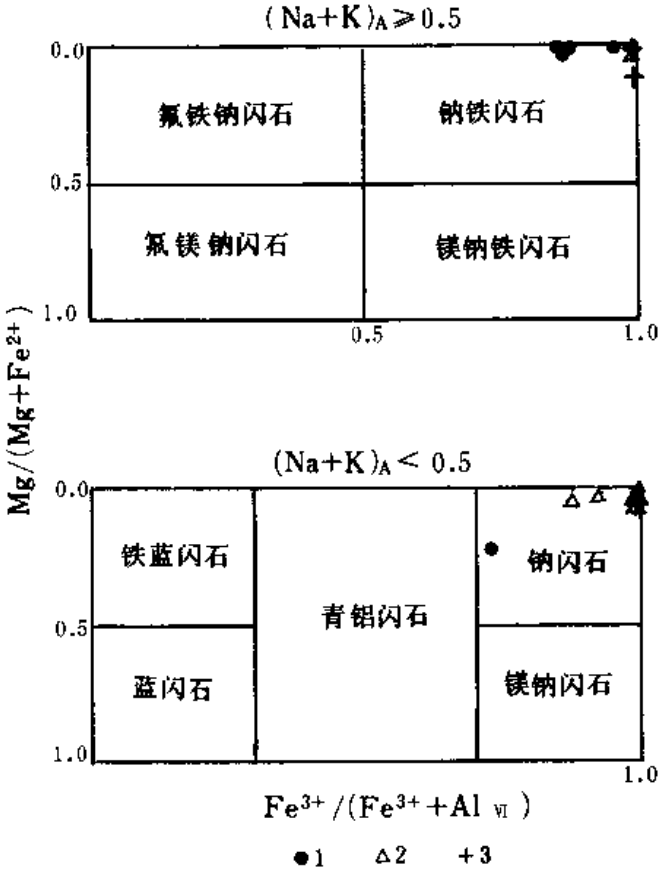


图 2 碱性角闪石分类图解

Fig. 2 Diagram showing the classification of alkali hornblende

1—贝勒库都克锡矿;2—萨总什克钨矿;3—黄羊山岩体

(据 Leake,1978)

表 5 霓石化学成分

Table 5 Chemical composition of aegirine

矿区或岩体	萨总什克锡矿						福建魁歧	尼日利亚	科拉半岛
岩性	钠闪石—石英脉					钠闪石花岗岩	碱性花岗岩		
样品号	6Hy21—1	6Hy21—2	6Hy—22	6TC11—1	6TC11—2	6Hy—59			
SiO_2	50.49	50.56	50.06	52.58	52.55	51.84	52.10	53.51	51.72
TiO_2	0.11	0.02	0.14	0.00	0.09	0.08	1.54	0.51	1.10
Al_2O_3	0.14	0.15	0.78	0.11	0.00	0.03	0.92	2.00	1.74
Cr_2O_3				0.11	0.00	0.02			
FeO	36.60	36.36	35.75	30.47	30.94	30.64	32.31	32.37	30.24
MnO	0.05	0.01	0.00	0.06	0.03	0.22	0.62	0.17	0.56
MgO	0.48	0.28	0.41	0.07	0.13	0.23	0.96	0.28	0.76
CaO	0.17	0.32	0.06	0.09	0.72	5.47	0.40	0.92	2.70
Na_2O	11.89	12.24	12.75	14.50	14.11	10.76	10.33	9.60	10.90
K_2O	0.07	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.14	0.12	0.42
NiO				0.00	0.27	0.32			
P_2O_5				0.00	0.00	0.18			
SnO_2				2.06	1.57	0.22			
总计	100.00	100.01	99.99	100.05	100.41	100.01	100.01	100.48	100.34

续表

矿区或岩体	萨	惹	什	克	锡	矿	福建鹅峰	尼日利亚	科拉半岛
岩性	钠闪石—石英脉					钠闪石花岗岩	碱性花岗岩		
样品号	6Hy21—1	6Hy21—2	6Hy—22	6TC11—1	6TC11—2	6Hy—39			
Si	1.916	1.913	1.882	1.996	1.981	1.977	1.99	2.029	1.973
$Al^{\text{Ⅳ}}$	0.006	0.007	0.034	0.003	0.002	0.001	0.001		0.027
$Ti^{\text{Ⅳ}}$	0.003	0.001	0.004			0.002			
$Al^{\text{Ⅵ}}$				0.002			0.040	0.894	0.051
$Ti^{\text{Ⅵ}}$							0.041	0.014	0.031
Fe^{3+}	1.034	1.066	1.124	0.966	0.977	0.842	0.889	0.871	0.833
Fe^{2+}	0.127	0.084	0.000			0.135	0.042	0.058	0.039
Mn	0.001	0.001		0.001	0.001	0.007	0.020	0.005	0.018
Mg	0.027	0.016	0.023	0.001	0.007	0.013	0.054	0.016	0.043
Cr				0.003		0.001			
P						0.008			
Ni					0.007	0.009			
Sn				0.030	0.022	0.008			
Ca	0.007	0.013	0.002	0.004	0.029	0.223	0.016	0.037	0.110
Na	0.875	0.898	0.920	1.066	1.032	0.795	0.761	0.707	0.806
K	0.003	0.002	0.002		0.008		0.007	0.006	0.020
硬玉	0.55	0.58	2.95	0.84	0.00	0.186	1.05	8.39	7.32
霓石	90.94	92.89	96.01	98.69	98.17	79.51	87.10	81.82	77.99
钛辉石	0.33	0.06	0.26		0.26	0.23	1.93	1.81	3.26
钙契尔马克分子	0.03	0.06				0.001		1.47	0.37
$CaFe_2SiO_6$	0.31	1.23				1.94		1.13	3.99
透辉石				0.27	0.57	1.31			1.62
钙铁辉石					0.64	14.28			1.46
锰钙辉石	0.07	0.05		0.08	0.06	0.58			0.68
$Mn_2Si_2O_6$				0.07		0.00	1.18	0.35	0.59
$CaSiO_3$						1.61			
顽火辉石	1.35	0.81	0.77	0.07		0.00	3.23	1.00	1.42
斜铁辉石	6.36	4.32				0.00	2.51	3.70	1.28

* 据洪大卫等，1987 年资料。测定者：中国地质大学（北京）孙兴东

矿区霓石中 SiO_2 含量一般较高；Ti、Al、Mn、Ca、K 偏低；而钠明显高于我国福建晶洞花岗岩和尼日利亚的碱性花岗岩，表明花岗岩演化程度高，分异更为充分。霓石中含有不同程度的 SnO_2，平均在 1.01%（范围 0.22%—2.06%）碱性花岗岩中霓石含 SnO_2 0.2%—0.3%，在晚期的石英脉中为 1.38%（范围 0.68% —2.06%），有明显的升高，由此看来矿区霓石也是载锡矿物之一。同时它也表明锡的富集作用与碱性花岗岩晚期碱质增高有密切关系。

在晶体化学式计算中，T 位几乎全部已被硅占据，$Al^{\text{Ⅳ}}$ 代 Si 不明显，这也是岩体高硅、以及二氧化硅丰度偏高的反映。洪大卫研究员认为，辉石中 $Al^{\text{Ⅵ}}$ 的含量是衡量矿物形成压力的良好标志，贝勒库都克锡矿霓石 $Al^{\text{Ⅵ}}$ 为 0，明显为浅成；萨惹什克锡矿霓石为 0.001—0.034 亦为浅成，但相对而言比贝勒库都克矿区形成的压力要大，深度要深一些，即属深源浅成，这与地质上的结论是一致的。

三、副　矿　物

限于篇幅，副矿物成分不一一列举。经对比，萨惹什克锡矿钠闪石花岗岩副矿物与同一锡矿带主体的石英脉型锡矿床如贝勒库都克锡矿的黑云母花岗岩副矿物成分有明显不同。前者为磁铁矿-榍石-变生锆石组合；磁铁矿、赤铁矿极为普遍，稀土、放射性矿物少见。后者具独居石-金红石-锆石-钍石组合，富含钛的氧化物和富含稀土放射性矿物，副矿物种类与含量均多于前者。可见后者应划为改造型花岗岩，前者应属于同熔型或A型花岗岩。

四、锆　　石

锆石为花岗岩中重要的副矿物，在岩浆结晶过程中，锆石的结晶作用要经历很长的阶段。自岩浆开始结晶一直到结晶结束，可延续整个成岩期。在成岩以后的各种改造环境中，和其它矿物相比，锆石相对比较稳定，所以它能较大限度保存成岩过程中的信息，反映成岩期的物理化学条件，对花岗岩物质来源有重要的指示意义。图3展示了矿区及邻区有关锆石的形象特征。

在贝勒库都克及红土井子黑云母花岗岩中有普通锆石也有变生锆石，其中变生锆石占锆石总量的1/3。普通锆石多为浅黄—浅黄棕色，透明—半透明自形晶，晶棱很少被熔蚀，长柱—短柱状，粒度0.1—0.5mm，平均0.25mm，长：宽=1.5：1—4：1，晶面上有熔蚀坑，具放射性损伤裂纹。锆石中环带发育，包体丰富。主要为液态包体，亦见有磷灰石、磁铁矿等矿物包体，一般{100}比{110}发育好，部分晶体{100}与{110}发育程度相当，锥面发育变化较大，{101}比{211}发育好一些，偶见{100}板状晶体，个别晶体上有{001}面，ZrO_2/HfO_2为27.66。变生锆石多为红褐—黄褐色，透明度低，锥面十分发育，长宽比变小，和萨惹什克锡矿岩体锆石相比属不够完全的变生锆石。

萨惹什克锡矿钠闪石花岗岩和石英脉体中锆石均为变生锆石，其外貌褐红色，不透明，双锥短柱状，自形粗粒，0.1—0.8mm，平均0.45mm，长：宽=1.2：1—2.5：1，少量晶棱被熔蚀，交生连生普遍，环带十分发育。晶面上有放射性裂纹并具熔蚀坑。锆石中包体较多，其中磷灰石隐约可辨，柱面{110}和{100}发育程度相当，大部分{100}发育较{110}好，锥面{101}比{211}发育程度高。钠闪石花岗岩中锆石ZrO_2/HfO_2为50.9—55.6，含锡石石英脉中则为62.2—86.8。一般碱性花岗岩中，锆石ZrO_2/HfO_2较高，往往大于60，该比值也可看作碱度的指示。含矿石英脉中锆石ZrO_2/HfO_2大于花岗岩中的比值，说明成矿流体是由弱碱向强碱方向演化的。通常水锆石中含水量3%—31%，由探针分析结果推算，萨惹什克锡矿水锆石含水约为8%—10%，属含水较多的变生锆石，这表明成岩后期或期后蚀变交代作用过程中有较强烈的水解作用。

锆石电子探针分析结果见表6。一般来说，锆石的形貌与花岗岩的类型，以及成矿物质来源关系十分密切。J.P.pupin(1980)提出用锆石的形成来判别其形成温度和碱度的方法。采用该判别方法，贝勒库都克矿区岩体锆石形成温度为650℃—750℃。碱度指数为400—600，属壳源混染的亚碱性花岗岩(改造型)。萨惹什克锡矿钠闪石花岗岩中锆石形成温度为

700℃—850℃，碱度指数500—700，平均为600。属幔源过碱系列，亦喻示为碱性(A型)花岗岩。

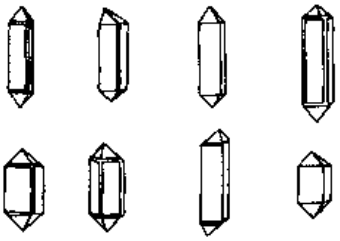
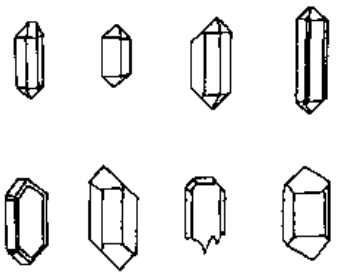
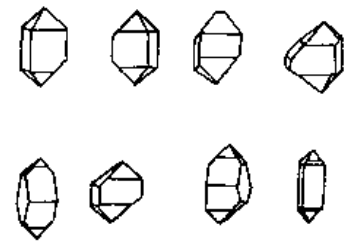
岩体	岩性	岩相	锆石晶形	粒径(mm)	长宽比	颜色	光泽	透明度
红土井子	黑云母花岗岩	中心相		0.2—0.8（长轴平均0.5）	2.5∶1—8∶1	浅黄色	金刚光泽	透明
贝勒库都克（锡矿）	黑云母花岗岩	边缘相		0.1—0.5（平均0.25）	1.5∶1—4∶1	浅黄—浅棕色	金刚—油脂光泽	透明—半透明
萨惹什克（锡矿）	钠闪石花岗岩	边缘—过渡相		0.1—0.8（平均0.45）	1.2∶1—2.5∶1	棕褐红色	油脂光泽	半透明—不透明

图3 花岗岩中锆石形貌特征

Fig. 3 Morphological features of zircon in granite

五、锡　　石

锡石是区内锡矿中最主要的含锡矿物，也是唯一的工业锡矿物。据初步统计大约80%以上的锡石产在石英脉中，其余产在强烈蚀变(钠化、云英岩化)花岗岩，以及石英脉两侧的蚀变破碎带中。当这些含锡石的蚀变破碎带达到工业品位时，也同锡石石英脉一起构成矿体。锡石产出的地质条件各异，从而在成分上和物性上也有相应的差别。锡石的标型特征及其变化的规律性不但有成因上的意义，同时也可为工业选冶提供重要的信息。

萨惹什克锡矿钠闪石-石英脉型矿石中，锡石种类和形貌相对比较简单，具黄色—红褐色—深棕红色，并以深色锡石居多。自形—半自形—它形，一般以短柱状和近于等轴的粒状

为主。单形为四方柱.四方双锥.一般为复四方柱状双锥,肉眼可见平行连生体和膝状双晶,

表 6 锆石电子探针分析结果

Table 6 Electron microprobe analysis of zircon

岩体	红土井子	贝勒库都克	萨惹什克锡矿			
岩性	黑云母花岗岩		钠闪石花岗岩		钠闪石石英脉	
种属	锆石		水锆石			
样品号	6K-111	6K-112	6Hy59-1	6Hy59-2	6Hy3-1	6Hy-3-2
SiO_2	31.70	32.33	28.11	28.16	29.70	30.81
TiO_2	0.00	0.13	0.00	0.18	0.00	0.06
ZrO_2	64.14	62.99	56.69	53.94	57.90	59.00
HfO_2	2.15	3.89	1.74	1.81	1.14	1.62
Al_2O_3	0.07	0.28	0.54	0.33	0.52	0.39
Cr_2O_3	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00
FeO	0.00	0.09	0.39	0.20	0.65	0.31
NiO	0.06	0.00	0.07	0.28	0.10	0.04
MnO	0.31	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.03	0.00	0.06	0.14	0.05	0.01
CaO	0.04	0.12	0.31	1.91	0.15	0.11
Na_2O	0.28	0.09	0.28	0.19	0.25	0.25
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
总计	98.79	100.0	87.13	87.13	90.47	92.59
Zr/Hf	50.98	27.66	55.65	50.90	86.76	62.21

测定者:中国地质大学 孙兴东

局部锡石被交代熔蚀呈港湾状和浑圆状晶体,高温阶段锡石被后期气液溶蚀所致。依据粒度大体可分为两类:一是细粒结构锡石(0.05--2mm)与细粒石英共生,分布在脉体的边部,以及靠近石英脉体的破碎蚀变花岗岩中;另一是粗粒结构锡石(0.2- 2cm)多与粗粒石英共生,亦呈似斑状产出在石英脉中,分布在石英脉的核部及似伟晶状石英晶洞中。在某些地方可以看到两期石英脉有明显的界线。镜下锡石环带发育,$R=11.2\%-12.1\%$,非均质性,具板状双晶,往往是深色和浅色环带相间,形态不规则形成连生体,有时形成不完全环带。在粗粒锡石的边部多见有破碎的细小锡石碎块。说明锡石的生成环境颇为动荡,生成之后有一定的后期应力作用使之破碎。在某些挤压强烈处,被压碎呈微细粒粉末状。贝勒库都克锡矿钠铁闪石-石英脉型锡石粒度极细 0.01—0.3mm,也见有木锡矿呈针状、四方长柱状集合体,具梳状、放射状构造。根据一般看法,这种锡石属低温锡石标型,但实际爆裂温度为 370℃,和其它类型锡石生成温度相近。

萨惹什克锡矿与同一锡矿带内另两个石英脉型锡矿床锡石的特征对比列于表 7,可看出一方面它们差距不太大,反映了其生成地质条件比较接近。但另一方面,前者比后者颜色略浅,硬度略小,磁化率略大,形成温度略高。这反映了它们生成的地质条件有一定差异,亦显示出成因上可能具不一致性。

矿区锡石化学成分见表 8。锡石主成分为 SnO_2,本区锡石中 SnO_2 含量十分接近。贝勒库都克锡矿锡石 SnO_2 平均为 98.48%,其中蚀变花岗岩型和石英脉型锡矿石分别为 98.64%和 98.8%。钠铁闪石石英脉型锡矿石 SnO_2 略低于前者,为 97.64%。萨惹什克锡矿钠闪石-赤铁矿-石英脉型锡矿锡石为 98.14%。从总的趋势看蚀变花岗岩型和普通石英脉型锡矿石的锡石 SnO_2 含量略高于和碱性角闪石石英脉有关锡矿石的锡石。

除了 SnO_2 以外，锡石中还含有微量 SiO_2、TiO_2、Al_2O_3、FeO、CaO、Na_2O、K_2O、NiO_2、Nb_2O_5、Ta_2O_5、WO_3、ZrO_2、HfO_2、In、Bi 等。这些元素含量本身就很低，加上分析方法不一，精度差别很大，这大大增加了对比上的不确定性。这种数据仅有相对参考意义，尤其是电子探针，微量元素分析非其所长，不能予以较大的信任和对比。

徐国风(1978)提出，锡石-石英建造和含锡蚀变花岗岩建造中的锡石中 Nb、Ta 含量中等(Nb(2300—3000)×10^{-6}，Ta(500—800)×10^{-6})。本区锡石中 Nb 为(300—3400)×10^{-6}，平均为 1660×10^{-6}，Ta 稍有偏高为(250—7600)×10^{-6}，平均 1100×10^{-6}，因此大体上和锡石石英建造、含锡蚀变花岗岩建造可以对比，其主要特点在于贝勒库都克锡矿锡石中稀土总量偏高(23—113)×10^{-6}，且 Y 的含量偏高，可达 37.47×10^{-6}。萨惹什克锡矿锡石 Nb、Ta 含量除少量样品外，多数含量甚微，意喻其矿石类型与成因类型上可能有差异。

锡石中的稀土元素特点有重大的成因意义。花岗岩是矿化的母体，而矿化活动是花岗岩浆活动继承和繁衍，在成岩作用的晚期，岩浆中的各种稀土元素要逐渐分配到各种造岩矿物中去，同时也分配到锡石中去，使之逐渐达到平衡，当岩浆作用全部结束时，这一分配过程也就结束了。因此成岩期和成矿期越接近，锡石中的稀土特征和花岗岩的稀土特征就越接近。成岩期和成矿期相隔时间越长，花岗岩浆中的稀土已经全部分配到造岩矿物中，后期热液活动所形成的锡石必然和花岗岩的稀土差别很大。因此锡石中稀土特征可以帮助我们反推成矿作用和成岩作用的关系。

表 7　贝勒库都克锡矿带锡石特征

Table 7　Features of cassiterite of the Beilekuduke tin zone

矿床	萨惹什克	贝勒库都克			卡姆斯特
矿石类型	钠闪石石英脉	蚀变花岗岩	石英脉型	钠铁闪石石英脉	石英脉型
颜色	浅黄—红褐—深棕	浅黄褐—棕黄—深棕黑			棕褐—深棕色
晶形	复四方短柱状	四方双锥短柱状		针状、长柱状放射状、胶状	四方双锥短柱状
粒径(mm)	细粒 0.2—2 粗粒 2—20	0.1—2	0.1—1	0.01—0.3	0.2—3
结构	半自形—它形	半自形—它形	半自形—它形	自形	半自形—它形
晶胞参数 长·宽	1—2	1—1.5	1—2	3—7	1—2
晶胞参数 a_0(10^{-10} m)	4.7365	4.7357	4.7358	4.7353	4.7364
晶胞参数 c(10^{-10} m)	3.1827	3.1813	3.1866	3.1840	3.1807
晶胞参数 V	71.402	71.414	71.468	71.395	71.350
晶胞参数 c_0/a_0	0.6720	0.6721	0.6729	0.6724	0.6715
R_{t1} (%)	10.8—11.5	11.4—11.7	11.6—12.1	11.6—11.9	11.2—11.6
$H_{(100)}$ (kg/cm²)	998	1120	1060	915	1090
D (g/cm³)	6.72	6.93	6.84	6.45	6.90
*比磁化率	28.837×10^{-6}	0.301×10^{-6}	0.017×10^{-6}	0.484×10^{-6}	0.082×10^{-6}
爆裂温度(℃)	340—475	290—410	305—375	370	390—430
稀土总量	13.7	113.6	28.12		
矿物共生组合	石英、钠闪石、霓石、赤铁矿、磁铁矿、水锆石	钠长石、石英、白云母斜方砷铁矿、钛铁矿、黝铜矿、金红石	石英、白云母、斜方砷铁矿、黝铜矿、钛铁矿	石英、钠铁矿闪石、霓石、钠闪石、金红石、偶见斜方砷铁矿	石英、白云母、磷灰石、锆石、萤石、赤铁矿

*. 据成都地质学院田慧新等，1988

表 8 锡石化学成分

Table 8 Chemical composition of cassiterite

矿床	贝勒库都克								萨惹什克						
矿石类型	石英脉型			蚀变花岗岩型			钠铁闪石石英脉型		钠闪石-石英脉型						
分析方法	B1	B1	A	A	B1	B1	B2	B2	B2	B2	B2	B2	B2	B2	B2
样品号	6N-15	6KW	6K-15	6K-1	6K 3	6S2-2	6K-93A	6K93-B	6Hy6-D	6Hy6-L	6Hy12-D	6Hy12-L	6Hy-12	6Hy12-C	6Hy-37
SnO_2	98.85	100.05	97.54	97.27	99.03	99.62	98.4	96.88	97.72	99.17	98.05	97.00	98.63	98.09	98.32
SiO_2	0.04	0	0.83	0.83	0.06	0.06	0	0.34	0.19	0.26	0.13	0.76	0.05	0.43	0.04
TiO_2	0.44	0.22	0.38	0.5	0.01	0.56	0	0.03	0.56	0.27	0.41	0.1	0.35	0.15	0.15
Al_2O_3	0	0.11	0.13	0.038	0.21	0.19		0.03	0	0	0.07	0.01	0	0.13	0
Cr_2O_3							0	0.07	0.39	0.06	0.24	0.03	0	0	0.19
FeO	0.17	0	0.17	0.15	0.27	0.09	0.01	0.17	0.23	0	0.11	0.41	0.13	0.27	0.3
MnO	0.08	0.06	0.0015	0.0027	0.01	0.06	0	0	0	0.11	0	0	0	0.15	0
MgO							0	0	0.16	0.24	0	0	0.12	0.1	0
CaO			0.17	0.292			0	0	0	0.04	0.04	0.25	0.02	0	0
Na_2O							0.14	0.19	0.24	0.16	0	0	0.19	0.04	0.32
K_2O							0.19	0.15	0.32	0.28	0.22	0.2	0	0	0.51
NiO			0				0.14	0.25	0.23	0.29	0	0.21	0	0	0.22
Nb_2O_5	0.19	0.37	0.069	0.11	0	0.23	0	0.03					0.34	0.15	
Ta_2O_5	0.1	0	0.0024	0.0068	0.06	0	0.76	0.28					0.092	0.05	
WO_3	0.19	0.29	0.113	0.035	0.16	0.08		0.11					0.09	0	
In	0.0012	0.003	0.0023	0.0043				0.0001					1.03	0.38	
ZrO_2	0.27	0.2	0.027	0.037	0	0.19	0.24	0.03							
HfO_2	0.08	0.08			0.14	0.18		0.85							
Bi			0.0092	0.0114											
总计	100.41	101.38	99.44	99.3	99.94	101.26	99.74	99.37	100.04	101.2	99.27	99.57	100.61	100.35	100.04

A:I.C.P 法　分析者:地科院测试所　曹惠芬、陈善科　　B:电子探针　电子探针分析　地科院矿床所　黄进(B1)、中国地质大学　孙兴东(B2)

本区2个矿区锡石的稀土分析结果见表9，不难看出，2个矿区锡石的稀土特点差别极大。贝勒库都克矿区锡石以富稀土元素为特征，其稀土总量很高，除Tb、Lu等少量元素低于检出限以外，大部分元素含量都超出检出限。其中蚀变花岗岩型锡石总量最高达113.6×10^{-6}；锡石-石英建造中的锡石次之，为28.12×10^{-6}。从蚀变花岗岩到石英脉建造，锡石的稀土含量是降低的趋势，经球粒陨石标准化后的稀土配分模式有明显的Eu负异常。重稀土相对富集。这些特点和蚀变花岗岩完全一致，说明锡石-蚀变花岗岩建造为岩浆后期的花岗岩气液蚀变作用的产物，成矿作用发生在成岩作用之晚期，其形成时间比其它建造相对早一些。而锡石石英建造为岩浆期后的产物，锡石中的稀土总量降低。

萨惹什克锡矿锡石-钠闪石-赤铁矿-石英建造中的锡石，其稀土含量除了La、Ce、Pr、Nd、Yb、Y以外，均小于I.C.P法检出限，其总量小于17×10^{-6}，大大低于花岗岩的稀土含量，无法画出稀土配分图。可见矿化活动是在岩浆期后，成岩和成矿时间相隔较大。

表9 锡石稀土分析结果(10^{-6})

Table 9 REE analysis of cassiterite

锡矿床	贝勒库都克		萨惹什克		
样品号	6K15	6K1	6Hy63	6H1-2	
测定数	1	1	1	2	1
La	1.97	6.63	0.51	0.69	0.33
Ce	7.08	26.29	2.88	1.97	2.09
Pr	0.46	2.36	<0.70	0.77	<0.70
Nd	3.36	11.51	1.05	1.67	<1.00
Sm	0.78	3.57	0.80	<0.80	<0.80
Eu	0.02	<0.09	<0.09	0.09	<0.09
Gd	1.88	5.51	<0.07	0.77	<0.70
Tb	<0.1	<0.40	<0.10	0.30	<0.10
Dy	<0.70	4.96	0.70	<0.70	<0.70
Ho	0.54	2.04	<0.10	<0.10	<0.40
Er	0.78	4.32	<0.36	<0.39	<0.20
Tm	0.23	0.99	<0.30	<0.30	<0.30
Yb	1.08	5.98	0.88	0.74	0.10
Lu	<1.20	<1.20	<1.20	<1.20	<1.20
Y	7.02	37.47	2.30	3.46	0.71
总计	28.12	113.60	13.47	17.35	10.24

I.C.P法 测定者：地科院测试所 曹惠芬 陈蔷科 郑朝玉

萨惹什克锡矿锡矿石素描图见图4。由这些局部素描实体反映了该锡矿总体矿石类型属于锡石-钠闪石-赤铁矿-石英型，它不同于一般的锡石-石英型，映衬出其矿石类型与成因上的独特性。

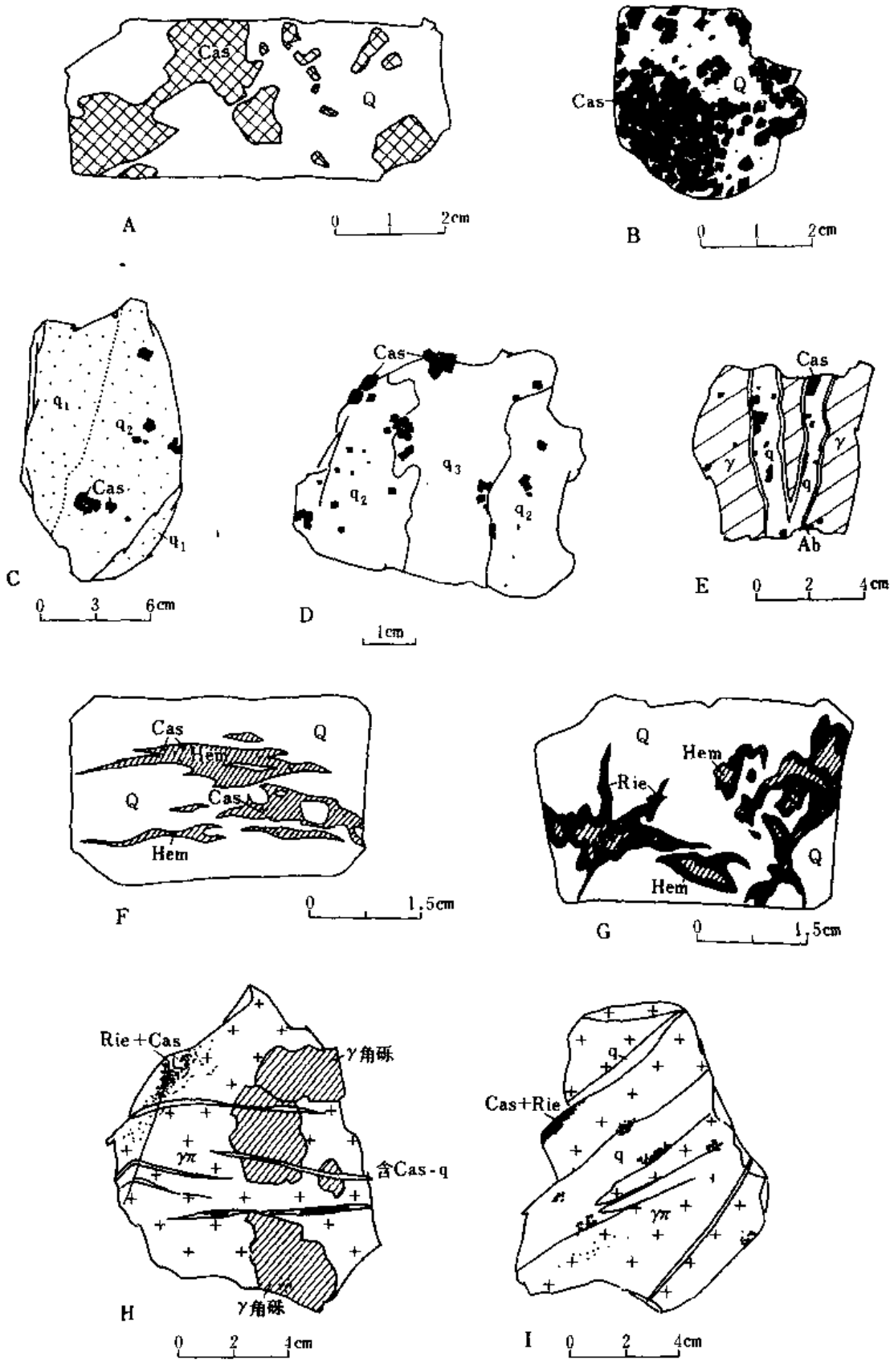


图 1 萨惹什克锡矿场面石系描图

Fig. 1 Sketch of tin ore from the Sareshik tin deposit

A－粗粒锡石-石英脉；B－稠密浸染状-似团块状矿石；C—q_1 微红色细粒锡石石英脉，q_2 白色中细粒砂状锡石石英脉；D—q_2，灰白－烟色中粗粒锡石石英脉，q_3—粗粒锡石石英脉；E－花岗岩中的含锡石石英细脉；F—石英脉中的条带状赤铁矿；G—赤铁矿被钠闪石包裹（含细粒锡石）；H—花岗斑岩中有花岗岩角砾；I—含锡石钠闪石的石英脉穿切花岗斑岩；Cas－锡石；q－石英脉；Q－石英；Hem－赤铁矿；Rie—钠闪石；γ—花岗岩；γ_π—花岗斑岩

六、赤铁矿和磁铁矿

萨惹什克锡矿的锡矿石中磁铁矿和赤铁矿与锡石、钠闪石、石英共生，是主要的矿石矿物之一(其矿物能谱半定量分析见表10)。赤铁矿和磁铁矿的产出方式共有5种(见图5)：(a)赤铁矿呈叶片状、针状集合体，其中见有交代残留的磁铁矿。(b)假像磁铁矿，具有磁铁矿晶形的等轴粒状赤铁矿，为赤铁矿交代磁铁矿产物，交代作用完全。(c)在它形赤铁矿附近有外部具赤铁矿交代环带的磁铁矿，核部有磁铁矿残块，赤铁矿从边部交代磁铁矿。(d)赤铁矿在磁铁矿中呈格子状交代网格，交代片晶。(e)赤铁矿呈细脉状，但脉体中由球粒状赤铁矿构成，证明赤铁矿是呈气液形式活动的。虽然有多种生成方式，但其成因可归结为二。其一是气液交代作用，其二是气液充填作用。主体是赤铁矿交代磁铁矿。

表10 萨惹什克锡矿磁铁矿和赤铁矿能谱半定量分析结果(%)

Table 10 Semiquantitative energy spectrum analysis of magnetite and hematite in the Sareshik tin deposit

矿物	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	FeO	MnO	Cr_2O_3	总计
磁铁矿		0.61	0.56	2.30	88.83	0.06	0.10	92.46
			0.69	2.84	89.22	0.04		93.20
赤铁矿	0.23	0.00	0.00	0.40	89.93	0.19	0.00	90.75
	0.06	0.81	0.10	0.61	89.58	0.05	0.04	91.23
	0.09	0.80	0.09	0.83	86.19	0.03	0.00	88.29

分析者：中国地质大学 孙兴华

磁铁矿 Fe_3O_4 在反光镜下为灰色，近于等轴粒状，粒度小于0.05mm，均质性，反射率 R_o =20.7%，硬度 $H_{V_{0.1}}$=880kg/cm²。

赤铁矿 Fe_2O_3 具板状自形晶者称镜铁矿，交代磁铁矿后形成假像赤铁矿，粒度0.1～0.2mm。镜下为白微带蓝色，内反射红色，弱非均性双反射可见，反射率 R =30.6%，R_o=26.8%，$H_{V_{0.1}}$=1020kg/cm²，有聚片双晶、叶片状双晶。

锡矿石中磁铁矿与赤铁矿的大量出现，提供了该矿床的深源浅成的信息，从又一个侧面为矿床的成因解释提供了依据。

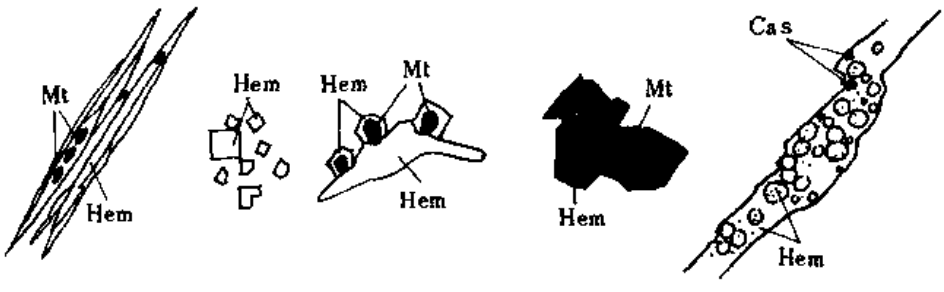


图5 赤铁矿和磁铁矿生成方式

Fig. 5 Manner of formation of hematite and magnetite

(a)针状赤铁矿中有磁铁矿残留体；(b)赤铁矿具磁铁矿之假像；(c)赤铁矿从边部交代磁铁矿；(d)磁铁矿中的赤铁矿交代格子；(e)细脉状赤铁矿(脉体中含赤铁矿珠粒)

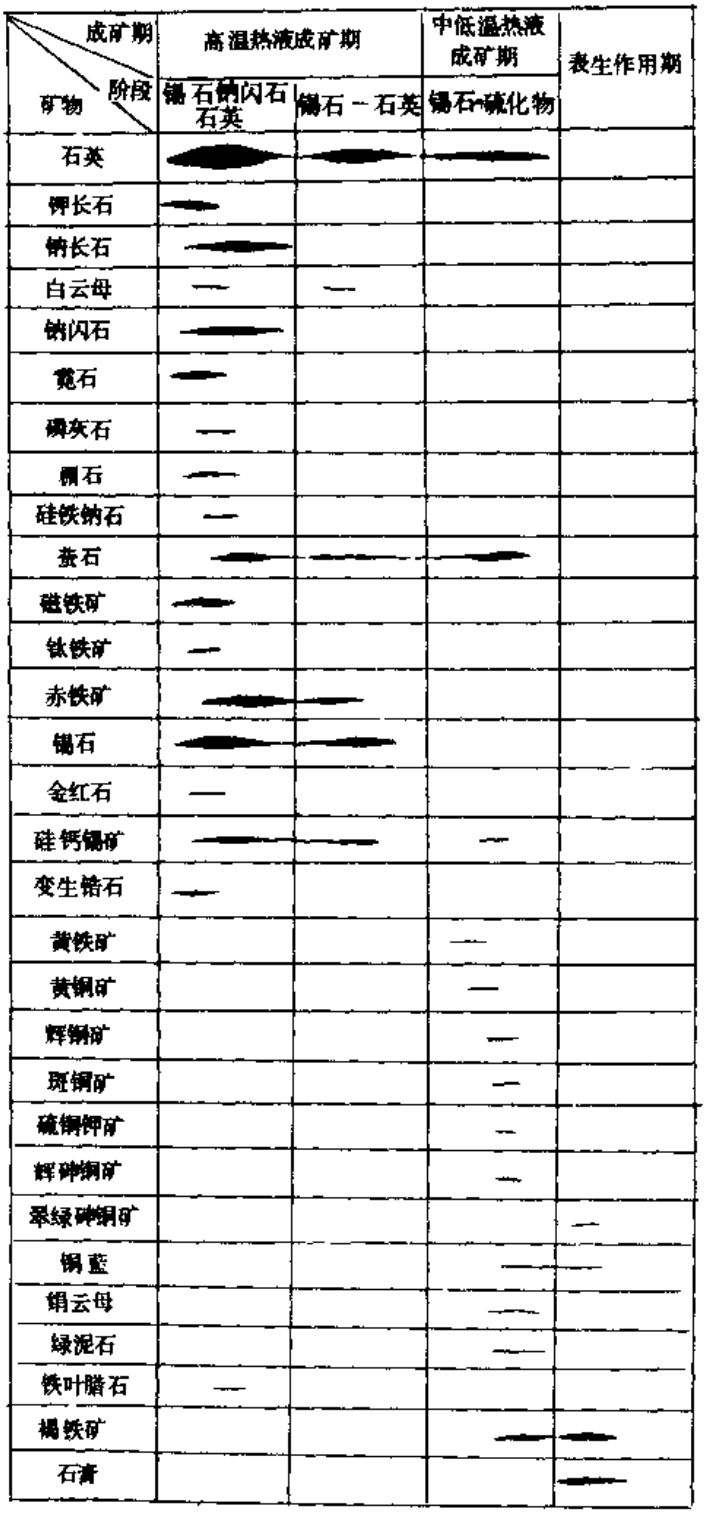


图 6　萨惹什克锡矿矿物生成顺序

Fig. 6　The order of formation of minerals in the Sareshik tin deposit

七、成矿作用分期与矿物生成顺序

根据大量光薄片鉴定结合地质观察获得矿物生成顺序如图 6。该矿成矿作用比较简单，只分为两个成矿期，高温热液成矿期和中低温热液成矿期，以前者为主，后者十分微弱。

高温热液成矿期可分为两个成矿阶段，早阶段为锡石-钠闪石-赤铁矿-石英阶段（亚建造），这 4 种矿物虽有先后关系，但基本上是共生的。蚀变主要为霓石化、钠闪石化、赤铁矿化、萤石化。矿石中主要矿物成分石英、锡石、钠闪石、霓石、赤铁矿、磁铁矿、微斜条纹长石、萤石、榍石等。锡石粒度较细约 0.5　2mm。第二阶段为锡石-石英阶段（亚建造，在同一脉体中见到晚期有似伟晶状的石英脉充填在石英脉的核部，也有局部似伟晶状石英呈单独的脉体产出，锡石、石英的粒度明显变粗 5—20mm。这种似伟晶岩不连续，也没有标准的伟晶岩分带，仅在局部地段和少量岩心中见到脉体边部的文象花岗岩和粗粒块状长石石英，一般规模都很小，脉体中成分十分简单，只有石英、锡石，少量白云母等。此外，也有部分矿石为细粒结构的锡石-石英建造。

中低温热液期（锡石-硫化物阶段）叠加在早期生成的石英脉上，见有黄铜矿、黄铁矿、辉铜矿、斑铜矿、硫铜钾矿等。

最晚期有大量的无矿石英脉、硅质脉。多孔胶状、钟乳状、角砾状构造，很容易和含矿石英脉区分。

笔者认为在本区划分似伟晶岩和硫化物阶段仅具成因意义，而没有工业和经济意义，因此也无必要划出更多的建造。

把萨惹什克锡矿划为与碱性花岗岩有成因联系的锡矿床，已足以反映该矿的面貌，作为我国近年发现的一个新的锡矿床类型，上述成因矿物学的研究并结合岩石学、矿床学等诸方面的研究已从多个方面对其矿床成因解释提供了有力和充足的证据。

参 考 文 献

徐克勤、涂光炽主编，1981，花岗岩地质和成矿关系(国际学术会议论文集)。江苏科学技术出版社。

洪大卫等，1987，福建沿海晶洞花岗岩带的岩石学和成因演化。北京科学技术出版社。

Hawthorne, F. C., 1983, The Crystal chemistry of the amphiboles, Canadian Mineralogist, V. 21, pt. 2, pp. 173—480.

Ishihara, S., 1977, The magnetite—series and ilmenite—series granitic rocks, Mining Geology V. 27, pp. 293—305.

Kinnaird, J. A; Bowden, P., 1985, Mineralogy, geochemistry and mineralization of the Ririwai complex, northern Nigeria,

Journal of African Earth Sciences, Vol. 3, No. 1—2, pp. 185—222.

MINERAGENY OF THE SARESHIK TIN DEPOSIT

Shen Xiangyuan, Bi Chengsi and *Xu Qingsheng*

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing)

Abstract

Mineragenic studies have been made on the principal dark—colored minerals, accessory minerals and ore minerals of tin ore and its associated rock body of the Sareshik tin deposit——a new tin deposit type related to alkali granite discovered recently in China. The amphibole has been determined to be riebeckite and the rock body should belong to alkali granite. The mineral association of the tin ore is somewhat different from that of ordinary cassiterite—quartz type ore; it belongs to a special type of tin ore. Aegirine is also one of the tin—carrying minerals with a SnO_2 content up to 0.22—2.06%. All the zircon in the rock body and the quartz veins is metamict zircon. According to the discriminant method of J. P. Pupin (1980), with a zircon formation temperature range of 700--850 C and an alkali—lime index of 500—700, the rock belongs to the mantle-derived peralkaline series, implying that the rock is A—type granite. The cassiterite contains trace amounts of Nb and Ta and is relatively poor in the total REE, and its SnO_2 content, color and specific susceptibility also differ slightly from those of the cassiterite of quartz vein type tin deposits, reflecting that there are also differences in their geological conditions of formation and geneses. The appearance of substantial magnetite and hematite in tin ores provides the information that the deposit has a deep source and was formed at shallow depth. This furnishes the ground for the explanation of the genesis of the deposit from another aspect.

新疆西准噶尔与蛇绿岩相关的铬铁矿和金矿床的成矿模式

张　弛　边千韬　　王　广　瑞
（中国地质科学院地质研究所）　（新疆地矿局地质研究所）
张　　林　　张　炳　义
（新疆地质矿产局物探化探大队）　（新疆地矿局第七地质大队）

新疆西准噶尔的大中型铬、金矿床均与泥盆—石炭纪蛇绿岩有关，并且时空分布相近。具有相同和连续的成矿过程。本文根据"七五"攻关有关资料，对其地质特征、成矿机制进行探讨。

一、西准噶尔构造演化和成矿作用梗概

西准噶尔地区在早古生代为一洋区（西准噶尔洋），它是介于西伯利亚、哈萨克斯坦、华北-塔里木3大板块之间的广阔的古亚洲洋（洋中还有一些微陆块）的一部分。大约从晚寒武世开始，洋壳发生俯冲消减，洋盆逐渐退缩。

从泥盆纪开始，退缩中的西准噶尔洋又发生小规模的扩张，形成泥盆纪—石炭纪洋壳，伴有热点活动，证据是：①达拉布特蛇绿岩带（泥盆—石炭纪洋壳残余）内及外围太勒古拉组中有洋岛型碱性玄武岩，这是热点活动的产物。碱性玄武岩中富含铬、磷、钛，其富铬性用上地幔部分熔融难以解释，因上地幔岩部分熔融出的玄武岩浆贫铬[1]，可用热点活动带出部分铬来解释；②达拉布特蛇绿岩中变质橄榄岩比世界蛇绿岩中变质橄榄岩平均值 ΣREE 相对偏高，LREE 较富集；③当时在相同的压力（即深度）条件下，本区变质橄榄岩平均温度比周围地幔的温度高得多，上地幔热状态比典型的大洋地温的温度要高。西准噶尔有重要工业价值的铬铁矿矿床和金矿床都是此时形成的。从太勒古拉组上部的远洋沉积到包古图组的下、中（海底）扇沉积；再到希贝库拉斯组的上扇沉积，代表沉积盆地有逐渐接近物源区的趋势。洋盆逐渐闭合，形成达拉布特消减杂岩，洋壳尚未消减完就在晚石炭世早期希贝库拉斯组沉积之前停止消减了，因而消减杂岩中不存在希贝库拉斯组岩块，使哈图、包古图等地的金矿区得以保存下来。

二、铬铁矿矿床

西准噶尔地区有4条蛇绿岩带：夏坦河—唐巴勒岩带（ϵ_3—O_2）；布克赛尔—洪古勒楞岩

带(O)；玛依拉岩带(S)和达拉布特岩带(D—C)。共有77个变质橄榄岩体群，695个岩体(块)，总面积约162km²。这些岩体均有不同程度的铬铁矿化，目前共发现铬铁矿矿床、矿点和矿化点约1840余处，其中大型矿床1处(萨尔托海)、中型矿床1处(鲸鱼)、小型矿床三处(洪古勒楞、萨雷诺海和唐巴勒)。按在蛇绿岩中的产出部位，可分为产于底部层位变质橄榄岩中的豆荚状铬铁矿矿床和产于中部层位堆晶岩中的铬铁矿矿床两种类型。以前者为主；后者仅见于洪古勒楞，主要属产于堆晶岩底部超镁铁堆晶岩中的岩浆分异矿床，工业意义不大。本文重点讨论有重要工业意义的产于变质橄榄岩中的豆荚状铬铁矿矿床。

(一)变质橄榄岩中的豆荚状铬铁矿矿床

1.时空分布

该类型矿床的时空分布十分不均。西准噶尔尽管有3期蛇绿岩，但具重要工业意义的矿床仅产于泥盆—石炭纪蛇绿岩中；空间上尽管有4条蛇绿岩带，但具重要工业意义的矿床仅产于泥盆—石炭纪蛇绿岩中；空间上尽管有4条蛇绿岩带，但具重要工业意义的矿床仅产于达拉布特蛇绿岩带中，并且局限于达拉布特蛇绿岩带北东段萨尔托海和鲸鱼两个相邻的规模较大、保存较完整的变质橄榄岩块内。于是，一个简单而又长期令人困惑不解的问题摆在我们面前：为何唯独泥盆—石炭纪的达拉布特岩带、尤其是该带的萨尔托海、鲸鱼岩块成铬性最好，赋存有巨大的工业铬矿床，而其它诸带的变质橄榄岩块成铬性却很差？我们认为根本原因在于成矿条件的差异。

2.矿床基本特征(以萨尔托海为例)

萨尔托海变质橄榄岩块长22.5km，宽0.05～1.6km，面积约19.5km²，总体走向52°，倾向322°，上盘倾角60°～80°，下盘倾角30°—50°，有陡缓变化，呈不规则的阶梯状。组成岩块的岩石以方辉橄榄岩为主，其次为纯橄榄岩、橄榄岩和少量二辉橄榄岩等。依据各类岩石相对集中情况，大致将岩块分为3个岩相带，纯橄榄岩-方辉橄榄岩带、方辉橄榄岩带、二辉橄榄岩-方辉橄榄岩带。这3个岩相带没有截然界限，也都不是由单一岩石构成的。其中纯橄岩-方辉橄榄岩带是含矿带，特点是含较多纯橄岩和偏基性方辉橄榄岩，又称之为偏基性岩相带，强蛇纹石化、强片理化、强揉皱，是韧性剪切带。高硼带、硼含量可达(50—400)×10⁻⁶(无矿地段硼含量在30×10⁻⁶以下)，又是高磁低重带。有一个中央主矿带，它有南、北两个分枝，北枝较发育。矿带产状与岩块的产状大体一致。矿带内大小不等、疏密不一的铬铁矿矿体具有分段集中、成群产出的规律，形成规模不同、矿体个数不等的矿群(图1)。

一个矿群常由一个或几个规模较大的主干矿体、十数个或数十个卫星式小矿体组成。矿体形态较复杂，浅部及地表矿体以透镜状、扁豆状、豆荚状、不规则的脉状、囊状、肘状为主，中深部以长透镜状、似脉状为主。多数矿体长20～60m，厚1—8m，少数长60—190m，厚8—31m。矿体产状大多与岩体总体产状一致，走向30°—50°，倾向300°—320°；少部分矿体走向50°—80°，倾向320°—350°。地表及浅部矿体倾角较陡，多在60°—85°；中深部矿体倾角较缓，多在30°—50°，有的仅为5°—15°。大矿体及矿群的侧伏产状明显，侧伏方向多为214°—281°，侧伏角为0°—50°。矿体沿倾伏方向的延伸远大于沿水平方向的延长。平面上矿群与矿群、矿体与矿体多作雁行排列，剖面上则多呈叠瓦状产出。绝大部分矿体产在纯橄榄岩内或紧邻纯橄榄岩处，部分尤其是地表浅部矿体产在方辉橄榄岩中，约有10%的矿体产在岩块底部的滑石菱镁岩化的超基性岩内。矿体与围岩接触界线多为急剧过渡—清楚截然状，少部分由浸染状矿石组成的矿体，与围岩接触界线呈渐变过渡关系。大部分矿体外缘包有一圈绿

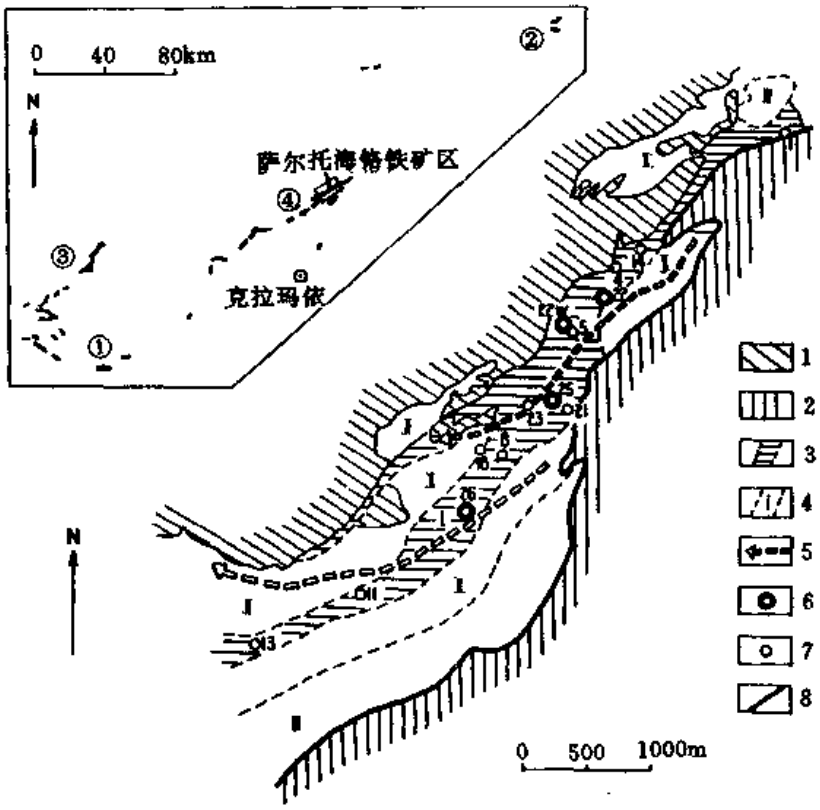


图1 萨尔托海变质橄榄岩块矿带、矿群分布图

Fig. 1 Distribution of meta peridotite ore zones and ore groups in Sartohai

1—达拉布特杂岩；2 下石炭统包古图组；3 含矿带；4 岩相带及编号；5—变质橄榄岩延深方向；6 中型铬铁矿床(群)及编号；7 小型铬铁矿床(群)及编号；8—推覆断裂 Ⅰ 纯橄榄岩 方辉橄榄岩相带；Ⅱ—方辉橄榄岩相带；Ⅲ— 二辉橄榄岩 方辉橄榄岩相带 Ⅳ 夏坦河—唐巴勒蛇绿岩带；②—洪古勒楞—和布克赛尔蛇绿岩带；③ 玛依拉蛇绿岩带；④—达拉布特蛇绿岩带

泥石组成的外壳。

根据矿石构造和铬尖晶石含量，矿体主要分为3种类型：

(1)致密块状矿石组成的矿体(Cr_2O_3 含量>32%)，北矿带矿石多为致密块状。矿石以中粗-粗粒、中细粒结构为主，铬尖晶石以它形，半自形为主，普遍发育有压碎及熔蚀现象。

(2)稠密浸染状-准致密块状矿石组成的矿体，典型代表是22、25及25矿群。主要特点是产于岩体中下部，规模较大，产状平缓而稳定，形态简单，矿体的直接围岩绝大部分为纯橄榄岩，矿体在纯橄榄岩中又分为两个部位：一是位于纯橄榄岩的偏下部或底部；一是位于纯橄榄岩的偏上部或顶部的枝叉中。直接围岩部分为1号方辉橄榄岩，偏下部者产状常与纯橄榄岩底界面协调一致。矿石结构以中细—细粒、中—粗粒为主，粗晶伟晶者少见，铬尖晶石主要呈它形、半自形。矿石构造主要为准致密块状、稠密浸染状，其次为中等—稀疏浸染状、斑杂状及反斑杂状等。一般浸染状矿石多在矿体上部及边部。该类矿体规模较大，是主要的工业铬矿类型。

(3)浸染状矿石组成的矿体，见于21号矿群，均产于纯橄榄岩内，矿体与围岩接触界线以急剧过渡和渐变过渡为主，有些矿体则以平行矿体边界方向的“毛、条、体、带”向围岩过渡，“毛、条、体、带”的矿化密度随距矿体渐远而渐稀渐小。矿石颗粒一般较细，自形程度稍高，规模较大的矿体中矿石颗粒变粗，造矿铬尖晶石与附生铬尖晶石化学成分及类型一致，

而与远矿的纯橄榄岩中附生铬尖晶石化学成分有明显差异。

岩相对成矿具有明显控制作用，绝大多数、尤其是具有中型规模的矿群均分布在纯橄榄岩-方辉橄榄岩相带内。矿群排列方向与岩相带延伸方向一致。有矿体必有纯橄榄岩，且二者产状基本一致，含矿纯橄榄岩与浸染状矿石无明显界线。矿体和近矿纯橄榄岩富含金属硫化物。矿群都有硼异常，大矿体有晕状硼异常包裹，在大矿体的前缘硼异常最强处往往有硼镁石出现(硼镁石化)，铬铁矿的特有脉石矿物——铬榴石含硼高，可达千分之几，其它脉石和夹石也特别富硼，而且氟、氯含量也较高。

3. 成矿条件

成矿条件有以下 8 条：

(1)热点，其作用可能有两个，一是使地幔深处的矿质和挥发份上升到上地幔有利于成矿；二是促进上地幔局部熔融，并长期保持较高的温度状态，有利于熔融出的岩浆分异成矿。

(2)变质橄榄岩块属于上地幔的适度熔融带。变质橄榄岩的矿物组合主要为橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和铬尖晶石，其原始地幔岩为尖晶石二辉橄榄岩，变质橄榄岩为其部分熔融残余，因为变质橄榄岩的主体是方辉橄榄岩，所以可用它来计算熔融程度。用本区 5 个方辉橄榄岩的平均化学成分，取矿田内及外围 10 个拉斑玄武岩的平均化学成分和上地幔岩的化学成分[2,3]，用 P. J. Wyllie(1971)的方法作图[1]，求得熔融程度为 24%(图 2)。由尖晶石二辉橄榄岩的熔化曲线(图 3)知 24%的熔融程度恰处于 Ol+Opx+Cpx+(Sp)+L 系统向 Ol+Opx+L 系统过渡的位置，Cpx 和 Sp 绝大部分已熔化，Opx 有相当部分也已熔化，所以熔融残体中主要成分是橄榄石和斜方辉石，有少量单斜辉石和尖晶石，与实际的矿物组合相符

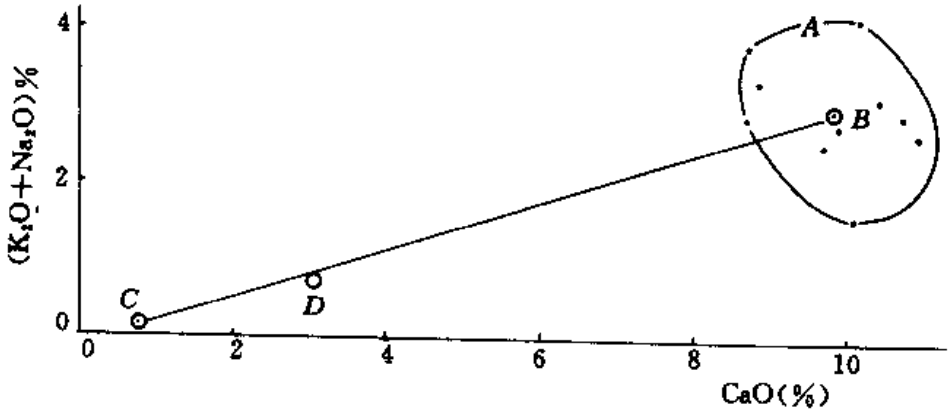


图 2　萨尔托海变质橄榄岩及拉斑玄武岩的 CaO-(Na_2O+K_2O)图解

Fig. 2　Cao vs Na_2O+K_2O diagram of meta－peridotite and tholeiite in Sartohai region

A—萨尔托海及邻区拉斑玄武岩的成分区；B－萨尔托海及邻区拉斑玄武岩的平均成分；C—萨尔托海方辉橄榄岩的平均成分；D—上地幔岩成分

(据 Green, Ringwood, 1967)

二辉橄榄岩包体的熔化实验结果表明[1]，初始溶融时，铬尖晶石和单斜辉石(含铬透辉石)先熔化，溶浆是玄武质的，熔出的铬大部分 留在地幔残体中，并不进入玄武质熔浆，这与本区玄武岩和堆晶岩贫铬的事实吻合。随着熔融出的玄武质岩浆(富含不相容元素)萃取出去，地幔残体的铬、镁等相容元素逐渐富集。当熔融程度达到 24%时，大部分尖晶石和单斜辉石(都含铬)已熔化，部分斜方辉石(含铬)也熔化了，而不含铬的橄榄石则很少熔化，这时的熔浆是富铬的橄榄岩浆。如果熔融程度高到大部分橄榄石融化时，熔浆中铬的丰度会降

低，造成铬的分散，于成矿不利。因此，适度熔融是重要的成矿条件之一。

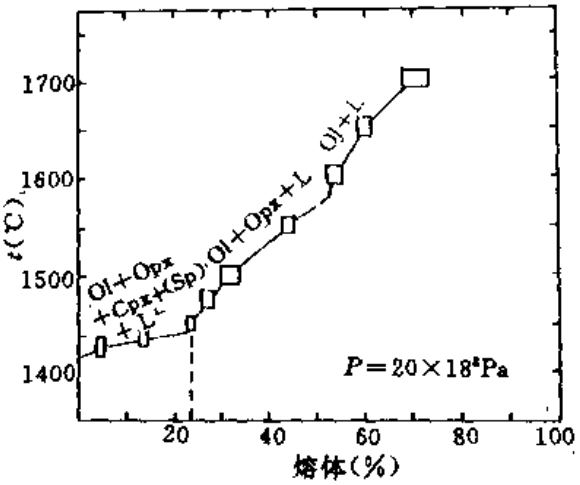


图 3　尖晶石二辉橄榄岩的熔化曲线

（据 Scarfe, *et al.*, 1979）

Fig. 3　Melting curves for spinel-lherzolite (after Scarfe, et al., 1979)

Ol—橄榄石；Opx—斜方辉石；Cpx—单斜辉石；Sp—尖晶石；L—液体

(3)先期熔出的贫铬玄武岩浆萃取出去，使地幔残体中的铬初步富集。

(4)进一步熔融出的富铬橄榄岩浆圈闭在上地幔熔融带内，其根据是本区缺乏超镁铁质堆晶岩以及变质橄榄岩较富铝、钙等易熔组分。

(5)圈闭在上地幔熔融带内的富铬橄榄岩浆能够聚集成具一定规模的(大小不等)岩浆囊，因 22.6%的熔融程度时熔出的岩浆已相当多，形成一定规模的岩浆囊并不困难。

(6)岩浆囊中的富铬橄榄岩浆能长期处于液态条件进行充分分异，这需要一个长期稳定的物理-化学环境，主要是温度能长期保持在较高状态。这大概与热点和厚层岛弧物质的覆盖有关，热点带来热量、矿质和硼等挥发份，后者可以降低岩矿浆的熔点。富铬橄榄岩浆在适宜条件下渐渐分异出铬铁矿矿浆、纯橄榄岩、偏基性方辉橄榄岩和橄长岩等的浆体。依据是：①矿体、纯橄榄岩、偏基性方辉橄榄岩和橄长岩常共生。②矿群中纯橄榄岩和橄长岩的稀土配分型式互补(图 4)，说明二者是同岩浆分异而成③铬铁矿中有岩浆和气液包体[5]，矿石铬尖晶石包体中矿物组成是：富镁橄榄石(F_{O95-97})、顽火辉石($E_{N93.94}$)和透辉石($E_{n50}F_SW_{O46}$)，以及与矿石铬尖晶石成分相近的铬尖晶石，表明岩-矿浆是具高基性度、富镁、铝，富含成矿组分和挥发份的熔浆。这说明矿石铬尖晶石是从岩-矿浆中晶出的④矿物热力学计算结果表明，成岩成矿温度从方辉橄榄岩向纯橄榄岩、浸染矿和块状铬铁矿依次降低，这可以用岩-矿浆中含硼等挥发份导致凝固点降低来解释⑤近矿纯橄榄岩中的橄榄石和铬铁矿包体内的橄榄石光学性质相同，而与幔岩及其熔融残体中的橄榄石不同[6]；铬铁矿包体内的橄榄石含 Cr_2O_3 平均达 0.38%，而熔融残体中的橄榄石不含铬；近矿纯橄榄岩、偏基性方辉橄榄石和铬铁矿包体内的斜方辉石与幔岩及其残体内的斜方辉石相比 MgO 较高，(FeO)、Al_2O_3、CaO、Cr_2O_3 较低，这是因为岩浆囊中分异出的纯橄榄岩、偏基性方辉橄榄岩浆体更亏损不相容元素(Al_2O_3、CaO 等)、更富 Mg，Cr_2O_3 则大多集中到铬铁矿矿浆中；矿石铬尖晶石包体中镁橄榄石 F_{O95-97} 说明岩浆分异好。⑥据杨瑞英面告近矿纯橄榄岩和近矿方辉橄榄岩稀土配分曲线显示轻度负铕异常，而远矿方辉橄榄岩(熔融残体)的稀土配分显示轻度正铕异常，且

后者 ΣREE、Na、Ti 含量明显高于前者。⑦矿石铬尖晶石与近矿纯橄榄岩的副矿物铬尖晶石成分，类型相近，矿石中橄榄石的岩浆包裹体内的铬尖晶石子矿物也与它们一致，说明矿化与近矿纯橄榄岩有密切关系，矿石铬尖晶石和近矿纯橄榄岩的铬尖晶石都是以铝铬铁矿为主，说明形成的压力较高，处于上地幔环境。

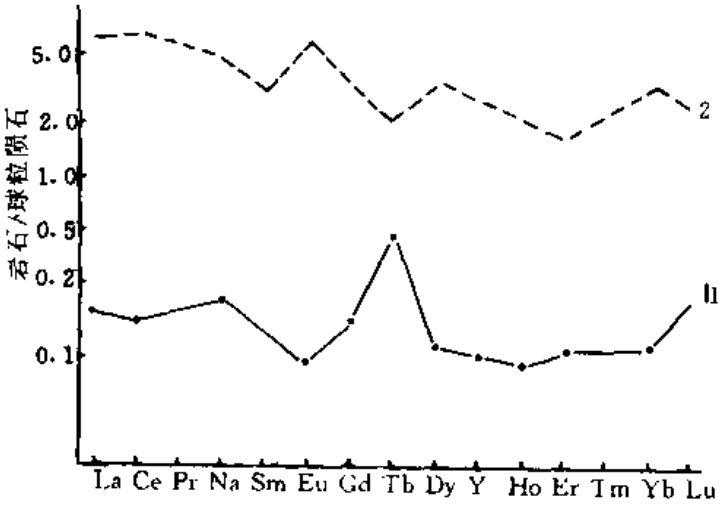


图 4　萨尔托海近矿纯橄榄岩(1)和橄长岩(2)球粒陨石标准化 REE 分配型式

Fig. 4　Chondrite-normalized REE patterns of near-deposit dunite(1) and allivalite(2) in Sartohai

(7)分异出的岩-矿浆和矿浆在地幔韧性剪切作用下进一步聚合富集。

(8)这种含矿上地幔适度熔融带在洋盆闭合时未全部俯冲消减掉，而是呈相当大的块体仰冲上来，保存较完整。

4. 成矿模式

关于该类矿床成因主要有两种观点，一是岩浆成因说[7]，另一种是地幔成因说[8]。作者根据上述矿床基本特征和成矿条件分析，提出地幔岩浆分异构造变形定位的成矿模式，成矿过程大致分 3 个阶段：

(1)富铬橄榄岩浆的熔出和地幔岩浆囊的形成阶段。在洋脊扩张部位由于地幔上隆和减压，导致上地幔岩(尖晶石二辉橄榄岩)部分熔融。初始熔融时，尖晶石和单斜辉石(含铬)先熔化，熔出的是玄武岩浆，熔出的铬大部分留在残体中而不进入玄武岩浆，因而玄武岩浆贫铬。随着贫铬玄武岩浆被萃取出去，熔融残体中不相容元素减少，而铬、镁则逐渐富集。当熔融程度达到 22%左右时(热点起一定作用)，大部分尖晶石和单斜辉石已熔融，部分斜方辉石(含铬)也熔化了，而不含铬的橄榄石则很少熔融。因此，此时熔出的橄榄岩浆是富铬的。开始是分散的间隙岩浆，逐渐聚集成具一定规模的岩浆囊(韧性剪切起一定作用)。

(2)岩浆分异和聚矿阶段。地幔岩浆囊形成后有一个长期的相对稳定的物理-化学环境，主要是温度长期保持在较高状态，这可能与热点和厚层岛弧物质的覆盖有关。热点不仅提供了部分热量和矿质，还提供了硼等挥发份；后者可降低岩浆的熔点，使其长期处于液态进行充分分异(主要是液态熔离和重力分异)。铬在熔浆中开始呈离子和离子团形式存在，然后逐渐聚集成熔滴，熔滴逐渐增大，受重力作用渐渐沉降到岩浆囊底部形成矿浆层，这是块状铬铁矿体的前身。分异出的纯橄榄岩岩浆位于矿浆层之上，偏基性方辉橄榄岩岩浆又位于纯橄榄岩岩浆之上，二者是渐变过渡的，都含有大量铬铁矿熔滴，且越往下铬铁矿熔滴越浓集，这

就是稠密浸染及浸染状矿体的前身。硼、氟、氯、硫化物等矿化剂和挥发份也富集到矿浆和岩-矿浆中。这就是矿体与纯橄榄岩和偏基性方辉橄榄岩密切相关的原因，也是它们具有硼异常的原因。分异出的偏酸性的、富含不相容元素的橄长岩浆则因密度小而聚集到岩浆囊的上部。

(3)变形和定位阶段。分异出的矿浆和岩-矿浆在幔内韧性剪切作用下变形，包括聚合、分解及形态的改变，矿体可进一步增大。洋盆闭合时，部分地幔适度熔融含矿带发生缓慢仰冲，在上地幔和下地壳韧性剪切阶段，在应力场中，矿体沿 σ_1 方向压缩、沿 σ_3 方向伸长，形成有规律排列的豆荚状铬铁矿矿体，与矿体伴生的纯橄榄岩同样变成豆荚状，且产状和矿体一致。当它们仰冲到上地壳并且温度降到300℃以下时，变形性质由韧性变为脆性，主要是脆性断裂和破碎，并最后在上地壳定位。矿带大致相当于上地幔适度熔融带，矿群大致相当于地幔岩浆囊(经过变形)。

5. 找矿模式

根据上述矿床基本特征、成矿条件和成矿模式，可建立西准噶尔地区该类矿床的找矿模式。

(1)区域上找泥盆—石炭纪蛇绿岩带，带内或外围有热点活动产生的碱性玄武岩，变质橄榄岩属高铝型。

(2)在上述蛇绿岩带中找规模较大、保存较完整的变质橄榄岩块，其岩性以方辉橄榄岩为主体，还有纯橄榄岩和橄长岩等，部分熔融程度为20%左右。

(3)在上述变质橄榄岩块中找矿带，矿带的标志是：①有较多的纯橄榄岩和橄长岩，且二者的稀土配分型式互补，纯橄榄岩具轻度负铕异常；②强片理化和强揉皱；③强蛇纹石化，地表易风化颜色较浅；④硼异常发育；⑤高磁低重力带。

(4)在矿带中找矿体，要注重矿体的分布规律。这些规律可归纳为：①群、段规律，矿带中有矿体相对密集的矿群，在矿群的倾伏延伸方向上又有矿体相对密集的矿段；②同产状规律，矿体、矿群、矿带和变质橄榄岩块4者产状大体一致，都是走向北东、倾向北西、向南西侧伏；③矿体沿倾伏延伸大于平面上延长，向南西西倾伏，倾伏角一般30°—50°；④矿体与纯橄榄岩伴生；⑤浸染状矿化一般位于稠密浸染-准致密块状矿体的上部和边部。

硼异常也是找矿标志，它主要是由矿体和近矿纯橄榄岩引起的。还要注意高磁低重力异常的膨大、拐折部位。

矿体规模小，大多数是盲矿体，钻孔碰上矿体的概率要比碰不上的概率小，钻探时容易漏矿。因此，在有利部位应加密钻孔，特别是在矿群的倾伏延伸方向上，在纯橄榄岩和硼异常较发育部位，钻孔不一定布在勘探线上。

三、金　　矿

西准噶尔金矿资源丰富，目前已发现金矿(化)点200余处，其中大型矿床1个，中型矿床2个，小型矿床5个，矿点100余个。其时空分布与铬铁矿矿床一致，集中于哈图—萨尔托海一带，说明它们的成矿地质构造背景是相近或相同的。金矿成矿作用也与泥盆—石炭纪蛇绿岩不同层位的关系分为3种类型。①与中上部层位镁铁质火山-次火山岩有关的金矿，如

齐-Ⅰ、齐 Ⅱ、灰绿山，满铜山等金矿床，这是本区主要金矿类型；②与中上部层位小型中酸性浅成浸入岩有关的金矿，如包古图、别鲁阿尕希等金矿床；③与下部层位变质橄榄岩有关的金矿，如萨-Ⅰ、铬门沟、萨-Ⅴ等金矿床(点)，由于规模小，矿化分散，品位低，本文不作详细介绍和讨论。

(一)与镁铁质火山-次火山岩有关的金矿

1. 矿床基本特征

该类矿床主要分布于哈图断裂与安齐断裂带之间，安齐断裂以北出露地层为早石炭世太勒古拉组镁铁质火山-次火山岩，往往在局部地区呈团状出现。齐-Ⅰ矿床就位于安齐断裂北侧太勒古拉组火山-次火山岩团块上。岩性有凝灰质砂岩、凝灰质粉砂岩、镁铁质火山-次火山岩；断裂发育，以北西向填充石英脉的断裂为主，其次为近东西向及北东向，这些断裂多是被改造的放射状、环状断裂。金矿脉之围岩以富钾辉绿岩(蚀变玄武岩)为主。目前矿区共发现含金矿脉数十条，大部分为含金石英脉型和蚀变破碎带型并存的混和含金矿脉，少部分矿脉是单一的蚀变破碎带型。各类矿脉形态都较复杂，其中以分枝复合脉状、似脉状、透镜状、豆荚状者居多，而规则的脉状较少。矿脉宽度变化较大，同一条矿脉，薄处仅为0.3m，最厚部位可达8.5m。矿脉产状以走向300°—340°，倾向210°—250°，倾角50°—80°的一组居多，其次为走向30°—70°，倾向320°—340°，倾角45°—75°的一组和走向为75°—90°，倾向为345°—0°，倾角为40°—80°的一组。含金石英脉两侧围岩普遍遭受蚀变和破碎，形成宽度在0.1—5.0m不等的蚀变破碎带。围岩蚀变类型主要有黄铁矿化、毒砂化、硅化、碳酸盐化、绢云母化、钠长石化和铁绿泥石化。

矿石类型分含金石英脉型和含金蚀变岩型。前者矿石主要成分为：石英85%以上，方解石6%—8%，绢云母5%—7%，自然金、黄铁矿、少量毒砂、黄铜矿、闪锌矿、磁黄铁矿和砷黝铜矿等；含金蚀变岩型矿石主要分布于含金石英脉两侧或一侧，以及石英脉间断、尖灭再现之蚀变破碎带内，矿物成分：碳酸盐45%—50%，石英7%—9%，斜长石12%—14%，绢云母12%—14%，绿泥石5%—7%，榍石1%—2%，黄铁矿5%—7%，毒砂3%—4%，黄铜矿、砷黝铜矿少量，闪锌矿、磁黄铁矿、钾长石和白钛石微量。自然金含量为数—数×10^{-6}。这两种类型矿石往往同时出现，混合组成矿体。

黄铁矿、毒砂是主要载金体，硫化物中的Au元素是以不可见的游离状自然金微粒随机分布，大致以包体金与晶粒间隙金的形式而存在。金的平均成色高达965。矿石中金属硫化物的$\delta^{34}S$均为正值，+0.4—+1.97，平均值为+1.13，极差为0.84，以$\delta^{34}S=+1‰$—+2‰为峰值呈塔式分布(图5)，接近陨石硫。这种特征表明硫来源于上地幔，且随其载体(岩浆)向地壳上部运移，结晶未产生明显的分馏，几乎未被地层或海水中的硫混染，与富钾辉绿岩(蚀变玄武岩)中的硫相似。说明它们的硫源相同，具有亲缘关系。

305项目Ⅱ-1课题组(1990)用快中子法测得含金石英脉年龄为310—340Ma，属石炭纪。与成矿直接有关的富钾辉绿岩(蚀变玄武岩)亦属石炭纪，成岩与成矿同期或大体同期。快中子测定结果还表明，坪年龄的结果极其稳定，说明成矿作用发生后未受到后来热事件的影响、干扰和叠加。

2. 矿床成因

关于该类矿床成因众说纷纭，较具代表性的有火山晚期热液成矿说、花岗岩晚期热液成矿说、变质热液成矿说、动力变质成矿说及地下热卤水成矿说等。作者提出富钾辉绿岩浆分

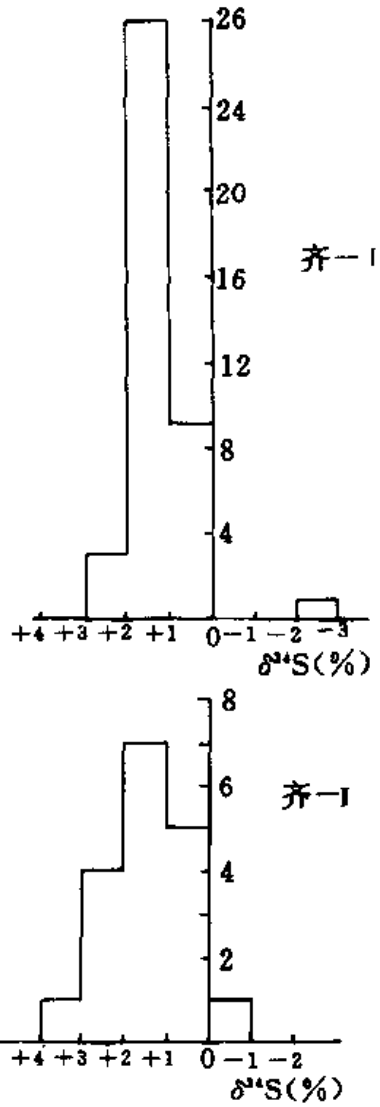


图5 齐-Ⅰ和齐-Ⅱ金矿床硫同位素组成频率直方图

Fig. 5 Histogram of frequency distribution of sulphur isotopic composition in Qi-1 and Qi-2 gold ore deposits

异出的含矿硅汁成矿的假说。含矿硅汁的概念是本文首次提出的，其涵义是：含矿硅汁以 SiO_2 熔浆为主，含有 Au、Ag^{1+}、Cu^{2+} 等矿质，K^{1+}、Na^{1+}、Ca^{2+}、Fe^{2+}、Mg^{2+} 等金属阳离子和 H_2O、硫、碳、砷、氯等的络阴离子或阴离子(也是挥发份)，在高温、高压条件下它们是混溶系统。

(1)作为主要熔矿岩石的"蚀变玄武岩"是次火山岩，理由是：①"蚀变玄武岩"的分布呈团块状，伴随矿化呈陡倾斜柱状延伸；②它的上面和周围发育环状、放射状断裂；③卫星照片上表现为环状、半环状构造；④岩石块状构造，多为细晶质、间粒结构、变余辉绿结构—辉绿结构。这种岩石因含 K_2O 高(可达 5%以上)，故称其为富钾辉绿岩，属碱性玄武岩类，含 Au 普遍高(表 1)。

(2)据李树滋的统计(表 1)，本区除富钾辉绿岩(蚀变玄武岩)和花岗斑岩含金较高(分别为 48.67×10^{-9} 和 13.34×10^{-9})外，其它地层和地质体含金均不高，表明本区没有矿源层。

(3)金矿脉主要赋存于富钾辉绿岩(蚀变玄武岩)中，早期矿脉形状很不规

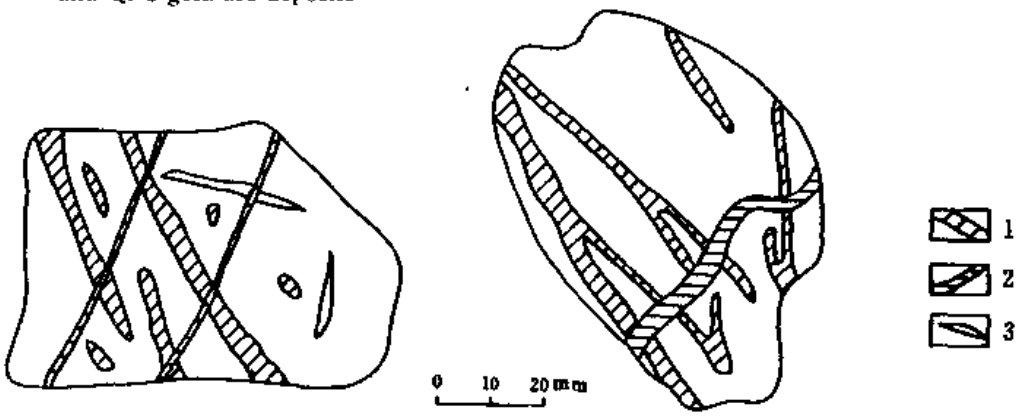


图6 富钾辉绿岩中的含金石英脉素描图

(据新疆地矿局七队)

Fig. 6 Literal sketch of Au−bearing quarts−veins in K−enriching diabase

1—早期含金石英脉；2—晚期含金石英脉；3—方解石脉

表 1 哈图—萨尔托海地区地层地质体含金平均值(10^{-9})

Table 1 Au—contents(mean)of various strata and geological bodies in Hatu—Sartohai area (10^{-9})

地层或岩石名称 \ 资料来源		七队	物探队	李树滋	本文
花岗斑岩				13.34(53)	
花岗岩				1.59(382)	
富钾辉绿岩(蚀变玄武岩)				48.67(148)	
辉绿岩		4.3	31.8	6.24(32)	
玄武岩				6.97(67)	
变质橄榄岩		11.0	2.09(252)	2.07(263)	
希贝库拉斯组			1.36(12)		
包古图组	上亚组		2.83(104)	2.83(33)	
	下亚组		3.08(77)	3.08(17)	
太勒古拉组	上亚组	4.3	1.53(96)	1.53(29)	1.0(39)
	下亚组		2.14(83)	2.14(30)	
巴尔鲁克组					6.79(7)
库鲁木迪组			3.92(131)	3.92(92)	29.37(7)

注:括号内数字为样品数

则,呈分枝脉状、透镜状、豆荚状等(图 6),不象沿裂隙充真,而象岩浆分异物并随岩浆侵位流动而成。

(4)矿脉和富钾辉绿岩中的稀土元素、微量元素和同位素组成一致。

(5)金矿体中金属硫化物的硫同位素组成接近陨石硫,硫来源于地幔而非海相层。

(6)含金石英脉的快中子测定结果表明,其坪年龄为(310—340)Ma,坪年龄结果极其稳定,石英脉是一次形成未受后来热事件的影响、干扰和叠加❶;考虑到齐-Ⅰ金矿床金矿脉的直接围岩是包古图组,富钾辉绿岩尚未剥蚀出来,以及包古图小型中酸性侵入体及其有关的金矿脉的围岩也是包古图组,而它们的成岩成矿年龄又大体一致,所以推断富钾辉绿岩的形成时代为包古图期(晚石炭世早期)。

3. 成矿模式

泥盆—石炭纪洋盆有热点活动,来自地幔的富含矿质和挥发份的岩浆在下地壳岩浆房内分异,分异出基性和中酸性含金岩浆,它们大体同时分别上侵。含金基性岩浆(富钾辉绿岩岩浆)在上侵流动过程中,温、压逐渐降低,辉石、长石等矿物开始结晶,同时也发生液态熔离、逐渐分异出 SiO_2 熔浆,矿质和挥发份因地球化学性质的原因不进入造岩矿物晶格,大部分也聚集到 SiO_2 熔浆中,形成含矿硅汁,这是金矿脉的基本物质。它们在随岩浆上侵流动过程中进一步聚集增大,并形成分枝脉状、条带状、豆荚状等形态。由于温度进一步降低、造岩矿物大量结晶,岩浆粘滞度大增,内能耗尽,便在地壳浅部停下来继续冷凝。含矿硅汁因含大量挥发份,熔点大为降低,在造岩矿物结晶后的一个相当长的时间内仍处于流体状态。部分含矿硅汁在原地逐渐冷凝形成含金石英脉,同时所含挥发份与围岩进行化学反应形成蚀变

❶ 沈远超等,1990,哈图金矿带地质、物探、化探综合研究及找矿靶区优选

岩型金矿体。金矿脉保持着上侵流动过程中形成的分枝脉状、条带状、豆荚状等形态，其产状与富钾辉绿岩的产状大体一致，这种金矿脉没有充填裂隙的特征，是第一亚类。

部分含矿硅汁可以贯入到各种裂隙中（包括富钾辉绿岩内及其围岩中的裂隙），并与裂隙两侧的围岩发生化学反应，形成裂隙充填型含金石英脉及相关的蚀变岩型金矿，这是第二亚类。

4. 找矿模式

由于该类金矿脉主要产于富钾辉绿岩内及其内外接触带，所以首先应根据地表矿化情况、物探、化探异常和遥感资料找富钾辉绿岩，特别要注意找隐伏的。找到富钾辉绿岩后要查清其产状，与其有关的放射状和环状断裂，用钻探找岩体内及周边的矿体，并要注意矿体垂向延伸大于水平延长的规律。

（二）与小型中酸性浅成岩体有关的金矿床

该类矿床主要分布于包古图、别鲁阿尕希和鸽子洞地区，宝县金矿床也属此类。据 305 项目 I_1 课题组研究（1990），中酸性小岩体常见岩石类型为石英闪长岩、花岗闪长岩、石英闪长玢岩和花岗闪长斑岩等。包古图地区岩体边缘发育有暗色致密块状闪长岩和似斑状石英二长闪长玢岩等脉岩。中酸性小岩体的时代属海西中期（固化年龄(300—320)Ma）准铝质的岩石。暗色矿物为镁角闪石、阳起石和镁质黑云母。岩石化学上表现为钠质的 Na_2O/K_2O 占 2.5—5.0，具极低的 Rb/Sr 比值(0.02—0.1)。稀土配分曲线表现为轻稀土富集的具正铕异常的模式。具低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值(0.7038)，$\delta^{18}O$ 为 8‰—10‰等，表明岩浆物质是深源的，属板块碰撞前的花岗岩类。它们与富钾辉绿岩的时代接近，岩性相似，同为深源。它们侵位的最高层位为希贝库拉斯组，为浅成、超浅成岩株和岩脉，所含 Au、Ag、As、Cu 值高出维氏值几十倍。

金矿化集中出现在 3 个部位：①小岩体内部的破碎蚀变带；②岩体外接触带的破碎蚀变带；③离开岩体不远的一些破碎蚀变带。矿化类型可分为石英脉型和蚀变岩型两种。蚀变岩型又分面型和线型两种，面型蚀变主要发育于岩体中；线型蚀变主要发育于岩体内外接触带，一般沿东西向的构造裂隙分布。蚀变岩矿物组合为黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、黄铜矿、绢云母和石英，有时有金红石和电气石。成矿温度为 400℃—500℃。蚀变分带较明显，中心带是石英脉，一般构成石英脉型金矿化，向外依次出现黄铁绢英岩带、绢云母化带、绿泥石化带。常见石英脉型与蚀变岩型二者合一，这种具备二重特点的矿脉、矿石往往不是单纯的石英，也不是单纯的蚀变岩，而是以石英为主的灰白色、青灰色乃至黄褐色黄铁绢英岩化的杂色岩石。矿体金属硫化物的硫同位素组成类似陨石硫，说明硫来源于上地幔。据同位素资料表明矿质和岩浆是同源的。在包古图地区几十条含金石英脉和蚀变带的走向几乎都是北东向，多倾向北西、倾角多在 75°以上，往往有二组夹角为 30°—40°的矿脉。

该类矿床的成矿作用与上述富钾辉绿岩型金矿床相似，来自地幔含矿质和挥发份的岩浆（与热点有关）上升到下地壳形成岩浆房，进行分异，分异出富含矿质和挥发份的中酸性岩浆，并在构造作用影响下上侵。在上侵过程中因温、压逐渐降低，造岩矿物逐渐晶出，同时分异出一些硅质熔浆，矿质和挥发份多聚集到硅质熔浆中形成含矿硅汁。岩浆越往上侵，温度越低，晶出的造岩矿物也越多、粘滞度就越大，最后在地壳浅部停下来冷凝结晶。含矿硅汁因含大量挥发份而熔点低，造岩矿物结晶后，含矿硅汁仍处于流体状态，多数运移到岩体接触带、构造破碎带和裂隙中，并与围岩进行化学反应形成蚀变岩，部分金进入蚀变岩中形成蚀

变岩型金矿体，部分金留在硅汁中，直至冷凝成含金石英脉。

参考文献

[1] Scarfe, C. M., Mysen, B. O. and Rai, C. S., 1979. Invariant melting behavior of mantle material: partial melting of two lherzolite nodules. Carnegie Insti. Wash. Yearb., 78, pp. 498—501.

[2] Green D. H. et al., 1967, The genesis of basaltic magmas. Contr. Miner petr. Vol. 15, No. 2.

[3] Weertman, J., 1972, Coalescence of magma pockets into large pool in the upper mantle. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 83, pp. 3531—3532.

[4] Wylhe, P. J., 1971, The Dynamic Earth. John Wiley and Sons.

[5] 彭礼贵，1987，西准噶尔地区超基性岩及蛇绿岩成因，中国地质科学院西安地矿所所刊，第16号。

[6] 师吉义、李金铭，1987，西准噶尔地区超基性岩岩石矿物特征及成矿条件，中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第17号，pp. 65—116.

[7] 王恒升，1962，对铬铁矿矿床生成若干问题的探讨，中国地质，第7期。

[8] 王希斌、鲍佩声，1987，豆荚状铬铁矿的成因— 以西藏自治区罗布莎铬铁矿床为例，地质学报，No. 2，166—181。

MODEL OF MINERALIZATION OF THE CHROMITE AND GOLD WITHIN THE OPHIOLITE IN WESTERN JUNGGAR, XINJIANG

Zhang Chi, Bian Qiantao, Wang Guanrui, Zhang Lin and *Zhang Bingwen*

Abstract

The important valuable chromite and gold deposit are related to the ophiolitic rocks of the D—C_1 in western Junggar. The podiform chromites are found within the metaperidotites. Their mineralization process is as follows. First, the mantle spinel—lherzolite went through partial melting produced the Cr—poor basaltic magma (melting degree is 24%). Second, the Cr—rich peridotitic magma pockets occurred among the magma when the action of hot spot in oceanic floor made them continuous differentiation, and some meta—drop of chromite has been fractionation from the Cr—rich magma under condition of the stable physical—chemical cordition. These meta—drop of chromite were collected gradually to the ore body which has undergune action of the plastic—shear stress at last stage.

According to the relation between the ophiolites with gold deposit, the latter divided three types. 1) There is gold deposit in the mafic rocks of the ophiolitic upper suite (K—rich diabase); 2)The gold deposit occurred in the nearby small cliorite—granite body, their metallogenic epoch is 300—340 Ma; 3)The small gold deposit occurs in sepentinized and carbonatized ultramafic bedies.

贝勒库都克锡矿带同位素地质学研究

毕承思　沈湘元　徐庆生

（中国地质科学院矿床地质研究所）

稳定同位素在解决成矿物质来源、成矿溶液（介质水）来源等问题方面起着极其重要的作用。为此我们对贝勒库都克锡矿带主要锡矿床选取代表性样品作了部分氢、氧、铅、硫同位素工作，结合部分同位素地质年代学研究，为其成岩成矿时代及物质来源探讨和成矿溶液水特征提供佐证，并总结提出其成岩成矿模式。

一、锡矿带地质特征

贝勒库都克锡矿带是新疆国家"305"项目"七五"期间攻关发现的我国北方地区第一条独立锡矿带，包括贝勒库都克、萨惹什克、卡姆斯特、干梁子4个独立锡矿床及苏吉泉、红土井子等数个锡矿点与1个钨矿点，呈北西向展布于卡拉麦里深断裂北侧花岗岩杂岩带上。含锡花岗岩主要为海西晚期分异演化度高的超酸富碱S型黑云母花岗岩株，总体上锡矿床成因工业类型为岩浆热液的石英脉型锡矿。而萨惹什克锡矿是我国新发现的与海西期A型花岗岩有关的独立锡矿床，其矿石类型独特，为锡石-赤铁矿-钠闪石-石英型，属与非造山花岗岩伴生的锡矿床，锡矿类型独具一帜。锡矿带由上述两类锡矿及砂锡矿组成一个统一的成矿系列，但后者规模小。原生锡矿体呈脉状、透镜状赋存于花岗岩内接触带的中、细粒相中，距中泥盆统或下石炭统地层围岩（凝灰质粉砂岩、玄武岩或凝灰岩）一般在500m以内，个别超过1000m。控矿构造以张性为主（苏吉泉锡矿属压扭性）的裂隙系，走向以北东向为主，也有近东西向。围岩蚀变十分发育，与成矿有关的有钾长石化、钠长石化、（富石英）云英岩化、白云母化、萤石化、黄玉化、硅化、钠闪石（钠铁闪石）化、霓石化、赤（褐）铁矿化等。矿石有用组分仅为锡石，硫化物很少且限局部，仅贝勒库都克锡矿斜方砷铁矿、毒砂、臭葱石等砷系列矿物发育。脉石矿物主要为石英，次之长石、云母或钠闪石等。矿石F含量较高，而Cl、B、CO_2甚低。矿石以与汽水热液结晶充填作用形成的结构构造为主，交代作用形成的结构构造次之。矿床规模为中小型。

二、区域花岗岩形成时代

锡矿带区域花岗岩主体侵入最新地层为下石炭统，两者呈侵入角度不整合接触。在卡姆

表 1　贝勒库都克锡矿带中酸性侵入岩成岩成矿同位素地质年龄

Table 1　Diagenic—metallogenic isotopic ages of intermediatoacidic intrusive rocks in Beilekuduke tin ore belt

序号	名　　称	测试对象	测定方法	年龄值(Ma)	样　品　号	采　样　者	测试单位	来源或备注
1	库普西北斜长花岗岩	锆 石	U-Pb 法	329±0.3	4-1216	田慧新	成都地质学院,1988	成都地质学院
2	奥塔乌开给什花岗闪长岩	锆石	U-Pb 法	307.13	C-4-5	田慧新、刘显凡	成都地质学院,1988	成都地质学院
3	清水 129 金矿点围岩 φrδ 砾石	锆石	U-Pb 法	323±50	780K_{10}-Ⅱ-4/2	新疆第二区测队综合组	成都地质学院,1984	新疆第二区测队
4	清水泉东石英闪长岩(?)	锆 石	U-Pb 法	323±5.3		新疆第二区测队		新疆第二区测队
5	清水泉西南二长岩	黑云母	K-Ar 稀释法	293.2		新疆第一区测队		新疆第一区测队
6	老鸦泉黑云母花岗岩	黑云母	K-Ar 稀释法	338.6			地质科学院地矿所,1983	
7	红土井子黑云母花岗岩	锆石	单颗粒逐层蒸发法	312.1±5.6	6K-111	沈湘元、毕承思	中国地质科学院地质所,1988	据成都地院[①]为 272Ma
8	清水泉一带钠长斑岩	全岩	K-Ar 稀释法	290.7		新疆第二区测队	河北综合地质大队,1984。	新疆第二区测队
9	黄羊山钠铁闪石花岗岩	钠铁闪石	K-Ar 稀释法	304.28±5.18	C-4-2	田慧新、刘显凡	中国地质科学院地质所,1987	成都地质学院
10	黄羊山钠铁闪石花岗岩	全岩	Rb-Sr 法等时线	358.6	3 件	新疆第一区测队	青海省地质科研所,1983	新疆第一区测队
11	黄羊山钠铁闪石花岗岩	锆石	U-Pb 法	317.7	C-4-2	田慧新、刘显凡	成都地质学院,1988	成都地质学院
12	巴勒巴朵依角闪石花岗岩	锆石	U-Pb 法	284±2	C-4-6	田慧新、刘显凡	成都地质学院,1988	成都地质学院
13	贝勒库都克锡矿岩体	全岩	Rb-Sr 法等时线	286.89	5 件	毕承思、田慧新	核工业部地质所,1987	本文
14	贝勒库都克锡矿岩体	锆石	单颗粒逐层蒸发法	313±18	6K-112	沈湘元、毕承思	中国地质科学院地质所,1988	本文
15	萨惹什克锡矿钠闪石花岗岩	锆石	单颗粒逐层蒸发法	290±11	6Hy-59	沈湘元、毕承思	中国地质科学院地质所,1988	本文
16	萨惹什克锡矿钠闪花岗岩	全岩	Rb-Sr 法等时线	292.5±28.8 246.4±15.7	8 件	毕承思、沈湘元	核工业部地质所,1989	成院计算[①]为 267Ma,260Ma
17	卡姆斯特锡矿岩体	锆石	U-Pb 法	291±1.3	C-4-7	田慧新、刘显凡	成都地质学院,1988	成都地质学院
18	苏吉泉锡矿岩体	锆石	U-Pb 法	292.6	C-4-3	田慧新、刘显凡	成都地质学院,1988	成都地质学院
19	苏吉泉锡矿岩体	全岩	Rb-Sr 法等时线	336.5±3	6 件	新疆第一区测队	青海地质科研所,1983	新疆第一区测队
20	萨惹什克锡矿含锡石石英脉	锆石*	U-Pb 法	263.6±3	W-4-87	田慧新、刘显凡	成都地质学院,1988	成都地质学院
21	卡姆斯特锡矿云英岩脉	锆石	U-Pb 法	228±3	W-4-84	田慧新、刘显凡	成都地质学院,1988	成都地质学院

* 锆石年龄系$^{206}Pb/^{238}U$

斯特北，二叠系与黑云母花岗岩不整合接触，二叠系底砾岩中有大量花岗岩砾石，因此可推断本区花岗岩主体侵入时限约为早石炭世到晚石炭世，即主幕发生在石炭纪，属海西(华力西)期花岗岩。

搜集现有锡矿带花岗岩钾氩法、铷锶法、铀铅法年龄数据 34 个，综列于图 1，年龄范围为(220—360)Ma，延续时限较短，去除部分不可靠的偏低年龄(如用全岩测定的与老鸦泉主体黑云母花岗岩钾氩法测定相矛盾者)，并加上少量成矿参考年龄数据综列于表 1，表明区域花岗岩主体形成于海西中期，含矿花岗岩稍后形成于海西中—晚期，此在下节详细叙述。

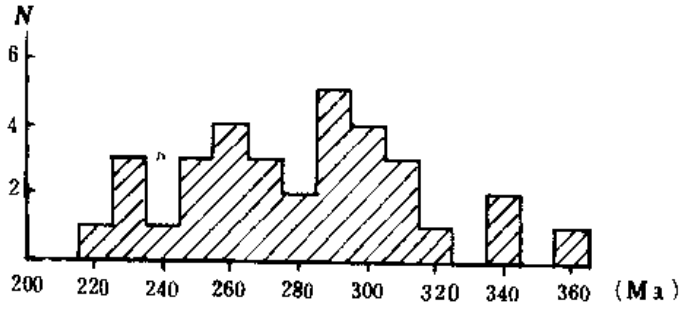


图 1　贝勒库都克锡矿带花岗岩同位素年龄统计图

Fig. 1　Granite isotope age statistics of Beilekuduke tin ore belt

N -样品数

三、含矿花岗岩同位素年代学研究

考虑到原生锡矿化分两种类型，我们分别选择贝勒库都克锡矿黑云母花岗岩与萨惹什克锡矿钠闪石花岗岩作代表重点进行研究。在地表采用 S 形或环形路线选取不同的有代表性的新鲜全岩样品进行了铷锶法等时线年龄测定，结果见表 2。鉴于一般认为锆石的年龄可靠性较高，此次选用当前国内最新的锆石年龄测定方法即质谱双带源逐层蒸发法进行单颗粒锆石年龄测定，结果见表 3 及图 2。众所周知，锆石的外壳层在它形成以后的地质作用中，放射性同位素会发生各种改变，因此新的方法是将其外壳烧掉以后测其核部的同位素比值。用此方法测出萨惹什克锡矿钠闪石花岗岩形成时代为 290±11Ma，与铷锶法等时线年龄相近。用单颗粒锆石法测定贝勒库都克锡矿黑云母花岗岩年龄为 313±18Ma，红土井子黑云母花岗岩为 312.1±5.6Ma，两者为同期产物。野外地质及航片解释证明贝勒库都克黑云母花岗岩是红土井子花岗岩的附属岩体，其年龄的一致性亦为有力证据之一。

表 2　铷锶法等时线年龄测定结果

Table 2　Rb-Sr isochron dating results

岩　　体	全 岩 样 品	年 龄 值 (Ma)
贝勒库都克锡矿黑云母花岗岩	5 件	287
萨惹什克锡矿钠闪石花岗岩	8 件	292.5 246.4

测试单位：核工业部地质研究所。

虽然铷锶法等时线年龄和单颗粒锆石年龄相近，实际二者略有出入，如贝勒库都克黑云母花岗岩铷锶法等时线年龄 287Ma，锆石年龄 313Ma，相差 26Ma，这种误差实际在误差范围以内，因为采集样品与测试对象和方法均不一样，一般全岩铷锶法等时线数据往往偏低一

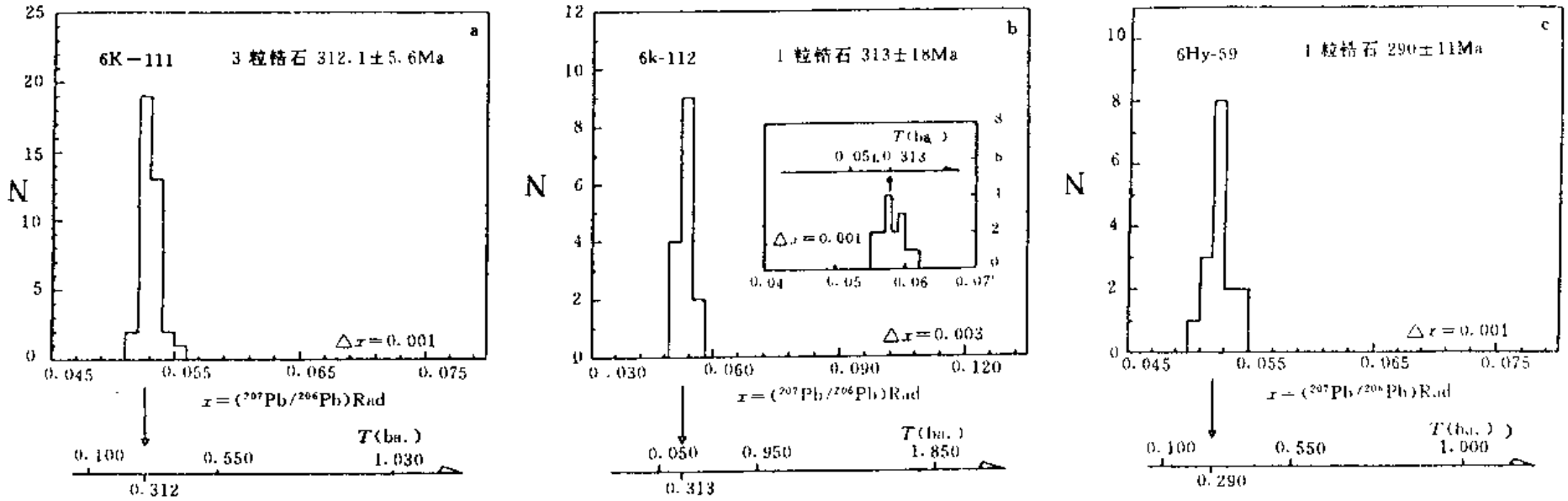


图 2　单颗粒锆石年龄测定结果图解

Fig. 2　Dating result diagram of single-grained zircon

a—红土井子黑云母花岗岩；b—贝勒库都克锡矿黑云母花岗岩；c—萨惹什克锡矿钠闪石花岗岩；N—样品点测定数；$X=(^{207}Pb/^{206}Pb)Rad$ 表示放射性成因铅比值，据此计算年龄；T—绝对年龄；ba—10 亿年；ΔX—精确度(误差)；3grains 表示 3 个颗粒锆石；Ma—百万年；6K-111、6Hy-59 均系样品号

表 3　质谱双带逐层蒸发法测定单颗粒锆石年龄结果

Table 3　Single - grain zircon dating results using mass - spectrometric double－band source layer by layer evaporation method

样号	岩体	锆石特征	$^{206}/^{204}Pb$	$^{207}/^{206}Pb$	测定组数	平均年龄值(Ma)
6K-111	红土井子粗粒黑云母花岗岩(中心相)	淡黄色半透明长柱状，粒度 865×135 μm，无熔蚀，具密集放射裂纹	7492±546	0.05261±0.00013	37	312.1±5.6
6K-112	贝勒库都克锡矿中细粒黑云母花岗岩	淡黄色半透明双锥短柱状，表面平滑无明显熔蚀	5187±612	0.05262±0.00041	15	313±18
6Hy-39	萨惹什克锡矿中粒钠闪石花岗岩	淡黄色双锥柱状，锥面不发育，具小包体和放射状损伤裂纹	5736±510	0.05211±0.00026	16	290±11

测定者：中国地质科学院地质研究所宋彪。

些，而单颗粒锆石年龄测定是将外壳烧掉，而核部年龄老，外层壳较年轻，故年龄结果相对略偏老。然而这种方法排除了成岩晚期及成岩后许多干扰因素，相比更为可靠，反映了原岩的年龄，将两种方法相结合进行研究认为，成矿花岗岩形成时代为海西中晚期，略晚于区域花岗岩主体形成的时代(海西中期)。

四、氧同位素地球化学研究

目前已知火成岩的氧同位素组成因岩石类型而异，总的变化范围 $\delta^{18}O$ 为 5‰—14.9‰，从超基性岩到酸性岩 $\delta^{18}O$ 值明显增高，花岗岩全岩 $\delta^{18}O$ 值约在 7.8‰ -14.9‰之间。锡矿带 4 个锡矿花岗岩全岩共测试 7 个样品，结果见表 4。一般都认为全岩 $\delta^{18}O$ 值大于 10.0‰的花岗质岩石可以比较肯定属大陆壳层衍生来源，从锡矿来看，大体符合这个规律。我国大多数锡矿多与黑云母花岗岩有关，表 4 显示全岩 $\delta^{18}O$ 值一般大于 10.0‰。贝勒库都克锡矿所测 3 个全岩样品中，除 L-17 蚀变花岗岩 $\delta^{18}O$ 值<10.0‰表明受后期大气降水交换作用影响所致，其余两个平均 $\delta^{18}O$ 值为 10.19‰；干梁子锡矿黑云母花岗岩两个全岩样品 $\delta^{18}O$ 值平均为 10.75‰；苏吉泉锡矿黑云母花岗岩 1 个样品全岩 $\delta^{18}O$ 值达 11.41‰，上述 5 个样品平均 $\delta^{18}O$ 值为 10.66‰。在 R. S. Harmon(1984)与毛景文等(1988)关于全岩 SiO_2 对全岩 $\delta^{18}O$ 值(SMOW)图解中(图 3)，贝勒库都克、干梁子、苏吉泉锡矿的全岩 $\delta^{18}O$ 值均在 S 型花岗岩区，表明其属壳源重溶(改造)型花岗岩，图中的中国含锡花岗岩区范围还可扩大(点、线、弧圈内)。萨惹什克锡矿因与碱性(A 型)花岗岩有关，在 SiO_2 与全岩 $\delta^{18}O$ 值图解中位于右下方，这个范围可能是含锡的 A 型花岗岩区(点圈范围)，其成岩物质源于壳-幔混合带，系两陆壳板块碰撞后致使下地壳物质受热流或基性岩浆作用产生部分熔融，在造山期后阶段张性环境下定位的结果。

不同矿区不同成因的锡石氧同位素资料显示出较窄的范围(表 5)，变化区间小，与脉石矿物石英等有显著差别，表明锡石是在早于石英的高温阶段形成的，故分馏效应很小，其变化区间大体与 400℃时的热液值($\delta^{18}O$=5‰—10‰一致，表明锡石是高温岩浆水成因。结合包裹体均一法测温资料(贝勒库都克锡矿成矿期石英一般为 250℃—400℃，萨惹什克锡矿一般为 230℃—370℃，干梁子锡矿为 202℃—315℃亦可证明，锡石主要是在高中温热液阶

表 4　我国部分锡矿与成矿有关黑云母花岗岩全岩 $\delta^{18}O$ 值

Table 4　Whole－rock $\delta^{18}O$ values of metallogeny－related granite in some of China's tin deposits

矿区	样品数	$\delta^{18}O$(‰)	平均值(‰)	资料来源
马拉格	4	10.7－11.7	11.1	黄福生等,1983
个旧老厂	4	11.6－12.3	11.9	
个旧卡房	4	11.7—12.2	11.9	
曾家垄	1	14.1		伍勤生等,1985
一洞五地	4	10.5—13.3	11.8	毛景文,1988
柿竹园	1	10.8		张理刚等,1985
钦甲	2	13.9—14.9	14.4	
大厂	1	10.6		陈毓川等,1985
贝勒库都克	2	10.03—10.35	10.19	本文田慧新等
萨惹什克	2	5.4－6.7	6.1	
干梁子	2	10.40—11.10	10.75	本文
苏吉泉	1	11.41		田慧新等,1988
九毛六秀	2	10.70－11.0	10.9	毛景文等,1988

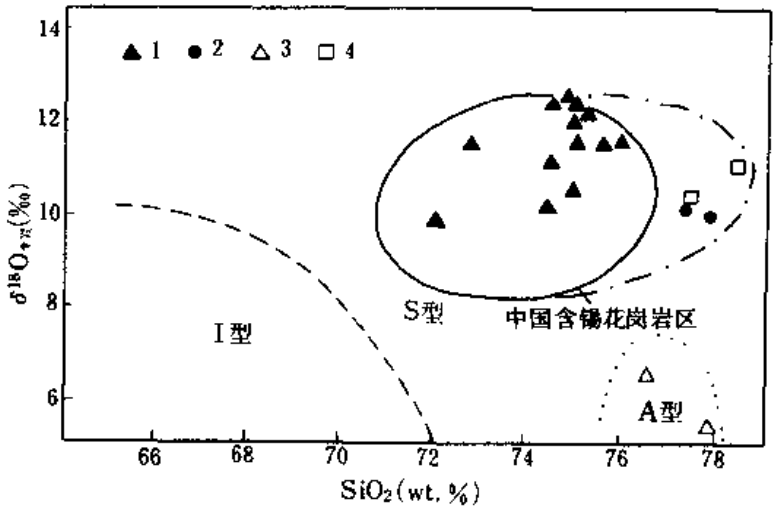


图 3　我国主要锡矿花岗质岩石全岩 $\delta^{18}O$ 对 SiO_2 图解

Fig. 3　Whole－rock $\delta^{18}O$-SiO_2 diagram of granitic rocks in China's main tin deposits

1—中国主要含锡花岗岩;2—贝勒库都克锡矿;3—萨惹什克锡矿;4—干梁子锡矿

段形成。萨惹什克锡矿锡石 $\delta^{18}O$ 值明显低于贝勒库都克锡矿和干梁子锡矿,这是与其低 $\delta^{18}O$ 值和低 δD 值的 A 型花岗岩浆有关所致。

五、氢、氧同位素地球化学研究

对锡矿带 3 个锡矿床中富石英云英岩型和石英脉型锡矿石采集成矿期石英样品,分别测试了包裹体中水的氢同位素,同时测定了石英的氧同位素,结合均一温度计算求出成矿热

表 5　我国部分锡矿锡石氧同位素资料对比

Table 5　Correlation of cassiterite oxygen isotope data from some of China's tin deposits

省	云南					广西			新疆		
矿区	个旧	来利山	好坝地	西盟		大厂龙头山	珊瑚		干梁子	贝勒库都克	萨惹什克
矿石类型	矽卡岩型	云英岩型	电英岩型	伟晶岩型	电英岩型	硫化物型	云英岩型	石英脉型	富石英云英岩型		锡石-赤铁矿-钠闪石石英型
样品数		4	4	1	2	4			1	1	1
$\delta^{18}O$ 值 (‰)	3.68 −6.06	3.32 −4.89	3.26 −5.67	4.83	2.29	5.17 −6.31	4.60 −5.30	5.30 −6.80	5.39	5.19	3.07
资料来源	殷成玉等 1984	刘素芳等 1985	唐尚鹤 1985	施加辛等 1979		严云秀等 1979	刘家齐等 1984		本文		

液水的氧同位素，所获成矿流体热液水的氢、氧同位素组成（表 6）是：贝勒库都克锡矿 δD_{H_2O} 值为 −91.6‰～ −91.8‰，$\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 +4.22‰～ +4.66‰；萨惹什克锡矿 δD_{H_2O} = −77.0‰～ −83.8‰，$\delta^{18}O_{H_2O}$ = +4.37‰～+5.60‰；干梁子锡矿仅作一个样品，δD = −105.6‰；$\delta^{18}O_{H_2O}$ = +5.74‰。将这些数据分别投点于 δD-$\delta^{18}O$ 图中（图 4），均位于正常岩浆水（Taylor，1974）左下侧附近，表明成矿溶液为岩浆水与大气降水的混合溶液。结合矿区附近苏吉泉水样分析对比（δD = −93‰，$\delta^{18}O$ = −10.3‰），考虑纬度效应及古生代与现代水值的差异，说明大气降水当时参与了成矿作用。萨惹什克锡矿有一个点值在正常岩浆水范围区间内，表明该锡矿成矿溶液混染的大气降水较少一些，以岩浆水为主；贝勒库都克锡矿成矿热液流体相对混染的大气降水（地下循环水）较多一些；干梁子锡矿样品点离正常岩浆水范围最远，说明其成矿热液中大气降水已占有相当比重。

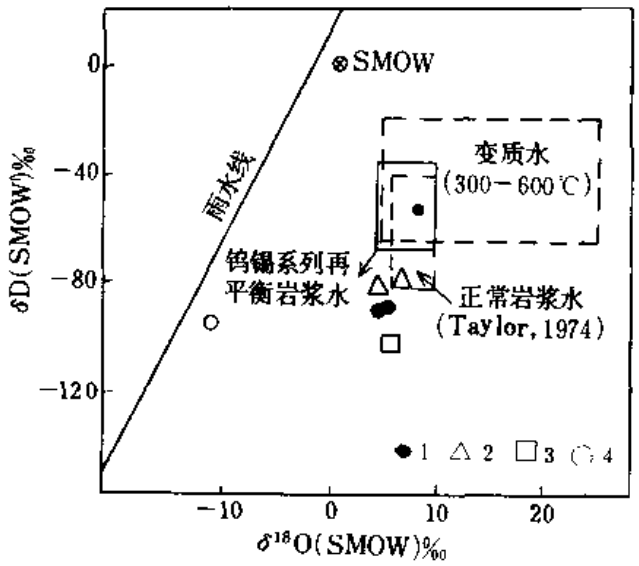


图 4　贝勒库都克锡矿带 δD-$\delta^{18}O$ 图解

Fig. 4　δD-$\delta^{18}O$ diagram of Beilekuduke tin ore belt

1—贝勒库都克锡矿；2—萨惹什克锡矿；3—干梁子锡矿；4—苏吉泉泉水

表 6　贝勒库都克锡矿带主要锡矿氢、氧同位素组成

Table 6　Hydrogen and oxygen isotopic composition of main tin ore types in Beilekuduke tin ore belt

矿区	样　号	采　样　位　置	测试对象	$\delta^{18}O(‰)$	$\delta D_{H_2O}(‰)$	均一温度(℃)	$\delta^{18}O_{H_2O}(‰)$[1]	测试单位
贝勒库都克	6K-4	4 号矿体富石英云英岩	石英	+11.90	−91.8	280	+4.22	宜昌地质矿产研究所
	6K 15 1	15 号矿体富石英云英岩	石英	+11.11	−91.6	315	+4.66	
	6K-15-2	15 号矿体富石英云英岩	锡石	+5.19				
	6K-1-1	1 号矿体富石英云英岩	石英	+12.72		300	+5.77	
	L 23	黑云母花岗岩	全岩	+10.35				矿床地质研究所
	L-17	蚀变花岗岩	全岩	+8.78				
	O-4-2[2]	黑云母花岗岩	全岩	+10.03				成都地质学院
萨惹什克	R 9	细粒钠闪石花岗岩	全岩	+5.1				矿床地质研究所
	R-1	中粒钠闪石花岗岩	全岩	+6.7				
	水-2	苏吉泉(锡矿附近)	泉水	−10.3	−93.0			
	6Hy-61	9 号矿体含锡石石英脉	石英	+10.50	−77.0	370	+5.60	宜昌地质矿产研究所
	6Hy-61-1	9 号矿体含锡石石英脉	锡石	+3.07				
	6Hy-63	5 号矿体含锡石石英脉	石英	+10.41	−83.8	328	+4.37	
干梁子	7G-G1	细粒黑云母花岗岩	全岩	+10.10				矿床地质研究所
	7G-106	中粒含矿黑云母花岗岩	全岩	+11.10				
	7G-1	含锡石富石英云英岩	石英	+12.69	−105.6	300	+5.74	宜昌地质矿产研究所
	7G-1-2	含锡石富石英云英岩	锡石	+5.39				

[1]据丁悌平(1980)，按 Becker 等分馏方程计算 $1000\ln\alpha_{Q-H_2O}-3.26\times10^{-6}T^{-2}-2.98$

[2]据田慧新等，1988，其它样品采集者系毕承思等，1988

六、硫、铅同位素地球化学研究

由于主要锡矿床矿石中无方铅矿及新鲜黄铁矿，我们仅对成矿岩体的长石作了铅同位素研究工作(表 7)，结合全岩氧同位素研究(表 4)，以期为成岩物质来源提供依据。贝勒库都克锡矿与萨惹什克锡矿岩体均在地表及钻孔下部各采一个长石样品测定，干梁子锡矿长石样采自矿区南部细粒相黑云母花岗岩，并将结果均在 C. M. Hampton 等(1983)的$^{207}Pb/^{204}Pb$对$^{206}Pb/^{204}Pb$图解中投点(图 5)。贝勒库都克锡矿地表长石铅同位素位于上地壳附近，表明含矿岩体成岩物质来源于壳源重熔，矿区钻孔地表下 100 多米长石样品铅同位素位于上地壳与造山带之间并靠近造山带；干梁子锡矿细粒黑云母花岗岩长石铅同位素亦位于造山带附近，而这两个矿区花岗岩全岩氧同位素资料(图 3)表明，相当于 S 型花岗岩，属上地壳成岩物质来源。因此，这两个长石样品说明花岗岩应属于区域两陆壳板块碰撞褶皱造山带所形成岩浆的产物。萨惹什克锡矿两个长石铅同位素位于地幔与造山带之间，表明成岩物质来源于深部或上地幔，有造山带物质的混入。表 7 的数据亦说明，用多伊 Φ 值计算其成岩(模式)年龄均不合适。

由于各锡矿矿石中极少含硫化物，所含的少量硫化物也多已氧化成胆矾或孔雀石，仅对贝勒库都克锡矿5号矿体一个含新鲜斜方砷铁矿和毒砂的样品6K-5测定了矿石全岩全硫，$\delta^{34}S_{ss}=0.9‰$（测定者：矿床地质研究所吴静淑、王成玉），从数据看和地幔硫较为接近。H. Ohmoto指出一般花岗岩的$\delta^{34}S_{ss}$值为0‰—+5‰，成矿岩体黑云母花岗岩系壳源重熔形成，这种硫同位素组成一方面可能是因花岗岩浆形成而导致均一化产生之结果；另一方面和后面第八节讨论成矿物质锡的最终来源有关，可能表明矿石中的硫与锡一样均来自于深部下地壳或上地幔。

表7　贝勒库都克锡矿带主要锡矿床长石铅同位素组成

Table 7　Feldspar lead isotopic composition of main tin deposits in Beilekuduke tin ore belt

矿区	样品号	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	资料来源
贝勒库都克	L-23	15.7737	18.8509	38.5593	本文
	6K-300	15.6288	18.3390	38.3999	本文
萨惹什克	6Hy-59	15.5458	18.5033	38.2110	本文
	6Hy-69	15.4866	18.1506	37.7748	本文
干梁子	7G-G1-2	15.5391	18.3696	38.1373	本文

测试单位：核工业部地质研究所　样品采集者：毕承思、沈湘元

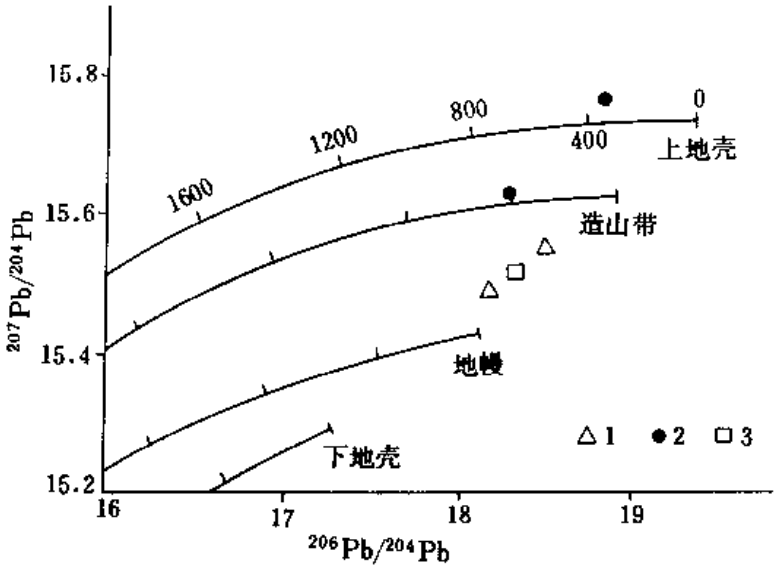


图5　贝勒库都克锡矿带含矿岩体长石 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 对 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解（据Hampton，1983）

Fig. 5　$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram of feldspar of ore—bearing rockbodies in Beilekuduke tin ore belt

1—萨惹什克锡矿岩体长石；2—贝勒库都克锡矿岩体长石；3—干梁子锡矿岩体长石

七、锶同位素地球化学

锶同位素初始比值（$^{87}Sr/^{86}Sr$），作为一个重要的地球化学参数，已构成锶同位素地质学研究的重要内容。目前已知与钨、锡矿床有关的花岗岩类，其全岩或磷灰石的初始锶比值相对较高（>0.710）；与铁、铜、钼矿床有关的花岗质岩石则具较低的比值（<0.710）。前者与壳源重熔型花岗岩及其演化有关，岩石类型以黑云母花岗岩、花岗岩为主，成岩物质来源于硅

铝质地壳;后者与同熔型或混合源型花岗岩有关,岩石类型以中酸性花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、石英闪长岩为主(与钼矿化有关岩石为花岗岩),成岩物质来源于上地幔、下地壳或大洋壳。表 8 列出了我国部分锡矿成矿岩体锶同位素初始比值,说明基本符合上述规律。贝勒库都克锡矿黑云母花岗岩全岩等时线初始锶比值为 0.7195,结合岩体其它各方面特征综合分析,表明其属壳源重熔型花岗岩,成岩物质来自上地壳。卡姆斯特锡矿与于梁子锡矿岩体,据其岩体地质特征,结合全岩氧同位素等综合分析亦属同一物质来源。萨惹什克锡矿钠闪石花岗岩全岩 8 个样品,等时线分成两条,由于样品的代表性不足,故在此不对其锶初始比值进行讨论。

表 8　我国部分锡矿成矿岩体锶同位素初始比值

Table 8　Initial ratio of Sr isotopes of metallogenic rockbodies in some of China's tin deposits

矿区	成矿岩体	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{ap}$	资料来源
广西大厂	细粒黑云母花岗岩		0.7223±0.0007	伍勤生等 .1982
广西栗木	弱钠化花岗岩		0.8307±0.0001	
曾家垄	黑云母花岗岩	0.7324		贵阳地化所,江西 916 队
香花岭	花岗岩	0.7460		陈德潜,1985
岔河	黑云母似斑状花岗岩	0.7263		攀西地质大队,1985
柿竹园	细粒斑状黑云母花岗岩	0.7108		湖南 408 队,1982
个旧老厂	蚀变等粒花岗岩	0.7107±0.0050		伍勤生等,1983
马拉格	黑云母花岗岩	0.7142±0.0008		
松树脚	黑云母花岗岩		0.7117±0.0002	
贝勒库都克	黑云母花岗岩	0.7195		本文

i -全岩;ap- 磷灰石

上述锶同位素(初始比值)研究与全岩氧同位素、长石铅同位素研究互为映照是完全吻合的,结合锡石的氧同位素、成矿流体水的氢、氧同位素组成,以上稳定同位素研究较好地、初步合理地解释了成矿带 与S型及A型花岗岩有关的两类锡矿成岩成矿物质来源问题。

八、成岩成矿模式

关于锡的迁移与沉淀一直是锡矿床研究中仍在探索而未 完全解决的问题。目前许多研究者支持以易溶络合物的形式搬运的意见。F·G·史密斯在 20 世纪 40 年代曾指出锡石在溶液中的稳定性随溶液碱度的降低而降低。王玉荣等(1965)指出锡石不仅能在碱性溶液中形成,亦能在酸性溶液中形成。巴尔苏柯夫等(1986)则认为,锡在碱性溶液中呈$(Na,K)_2\{Sn[(OH)_xF_{6-x}]\}$等络合物形式进行搬运。刘玉山等(1985)通过实验证实,在近中性的高、中温氟化物溶液中占优势的赋存搬运形式为锡的氟羟基络合物$Sn(OH)_4F_2^{2-}$,当温度下降或物理化学环境改变时则导致其络合物的分解和锡石的沉淀。成矿带锡矿以 F 为主要矿化剂,大气降水参与了成矿作用,根据矿床基本地质特征和包体成分分析,并参考国内、外资料的对比,认为成矿带锡的可能迁移形式为:$K_2[Sn(F,OH)_6]$,$Na_2[Sn(F,OH)_6]$,即由于高、中

温偏碱性或碱性岩浆气水热液蚀变作用，黑云母或钠闪石等载锡矿物的 Sn 淋滤出来形成上述络合物进入溶液，运移至地表低压带，因温度下降，碱质浓度即溶液 pH 值亦下降，在中性或弱酸性条件下，通过高温水解作用形成锡石，其反应式为：

$$K_2[Sn(F,OH)_6] \rightarrow SnO_2\downarrow + 2KF + 2HF$$

$$Na_2[Sn(OH)_4F_2] \rightarrow SnO_2\downarrow + 2NaF + 2H_2O$$

$$SnF_4 + 2H_2O \rightarrow SnO_2\downarrow + HF$$

前面我们已对成矿物质来源进行了初步讨论。锡成矿带含矿花岗岩锡的丰度高出地壳克拉克值（2－7）倍，非矿花岗岩含锡丰度与地壳克拉克值相当。作为内接触带与 S 型花岗岩有关的石英脉型锡矿，花岗岩提供成矿元素 Sn 是无可置疑的，载锡矿物黑云母、榍石等的蚀变载体是 Sn 富集成矿的重要方式，如贝勒库都克锡矿 1 号矿体剖面自黑云母花岗岩→钾化花岗岩→钠化花岗岩→富石英云英岩，Sn 含量呈依次递增趋势（0.001%→0.02%→0.2%→0.64%）。然而从板块构造的研究结果表明，花岗岩杂岩带系两陆壳板块碰撞在造山晚期或造山期后（海西中—晚期）的产物。那么形成造山带花岗岩前的原始地壳即前泥盆纪地层是否初始富集 Sn？从区域化探资料看，志留系砂岩地层含 Sn 平均 2.17×10^{-6}，最高 3.6×10^{-6}，高于地壳砂岩 Sn 丰度（$0.n\times10^{-6}$）；邻区奥陶系地层有片麻岩等，其中黑云母属载锡矿物。这意味着存在原始矿源层，即存在区域 Sn 的地球化学异常场，这正是锡矿床成矿的原始物源基础。壳源重熔→蚀变成矿，二者无疑解释了锡成矿作用的重要方面。然而，Sn 最早来源于何处？郭文魁教授（1987）提出了锡的地幔来源的见解，认为陨石中锡丰度的变化，指明了锡元素的亲铁性质，推断锡的最终来源与其说是地壳，勿宁说是地幔。萨惹什克锡矿产于稳定的褶皱带与非造山环境，与其有关 A 型花岗岩来源深但定位浅，属低氧花岗岩，矿石中出现磁铁矿、赤铁矿等含铁矿物，可以说，萨惹什克锡矿与其它非造山 A 型花岗岩锡矿（矿化）的发现为 Sn 最初来源于上地幔或深部提供了一个具体而明显的实例。再者，滇西三江地区发现在早古生代或更早时代的变质岩系中赋存若干锡矿床，从而提出前寒武纪含锡变质岩系是滇南、滇西含锡花岗岩的物质基础的认识；毛景文在桂北地区 2400Ma 的四堡群地层中发现与基性火山岩、火山沉积岩共生的电英岩及层纹状锡石条带；世界各大洋底同生成因的锰结核含 Sn 平均可达 27×10^{-6}；红海阿特兰蒂斯Ⅱ号海渊的混合硫化物相含锡量最高为 42×10^{-6}；Chain 海渊 B 中水锰矿含锡量达 108×10^{-6}。所有这些新的发现和事实对郭文魁教授提出锡的地幔来源见解均为有力的佐证。

综合以上探讨，提出贝勒库都克锡成矿带的成岩成矿模式如下（图 6）：海西中期，由于两陆壳板块碰撞（西伯利亚板块与塔里木板块焊接，准噶尔地块与野马泉地块碰撞），伴生大规模陆相钙碱性火山岩喷发的同时，选择熔融使偏碱性花岗质岩浆侵入形成钙碱性花岗闪长岩、斜长花岗岩与亚碱性老鸦泉—红土井子黑云母花岗岩基，完成区域褶皱造山阶段。海西中—晚期，壳源重熔在黑云母花岗岩基边部形成数个 S 型（改造型）的含矿小岩体（贝勒库都克、卡姆斯特、干梁子等岩株），在区域局部应力拉张的环境下形成碱性 A 型花岗岩（萨惹什克锡矿岩体），此为造山期后阶段，Sn 则分散富集于上述花岗岩的黑云母、榍石、钠闪石等载锡矿物中。海西晚期，上述含锡花岗岩经碱质交代→酸性淋滤热液蚀变作用（S 型花岗岩经钾长石化→钠长石化→云英岩化蚀变，A 型花岗岩经钠质碱性角闪石化与辉石化、硅化蚀变），Sn 得以进一步活化迁移集中富集，此阶段大气降水参与了成矿作用。贝勒库都克、卡姆斯特、干梁子等 S 型花岗岩株发育（富石英）云英岩型、石英型、蚀变花岗岩型锡矿石，而组

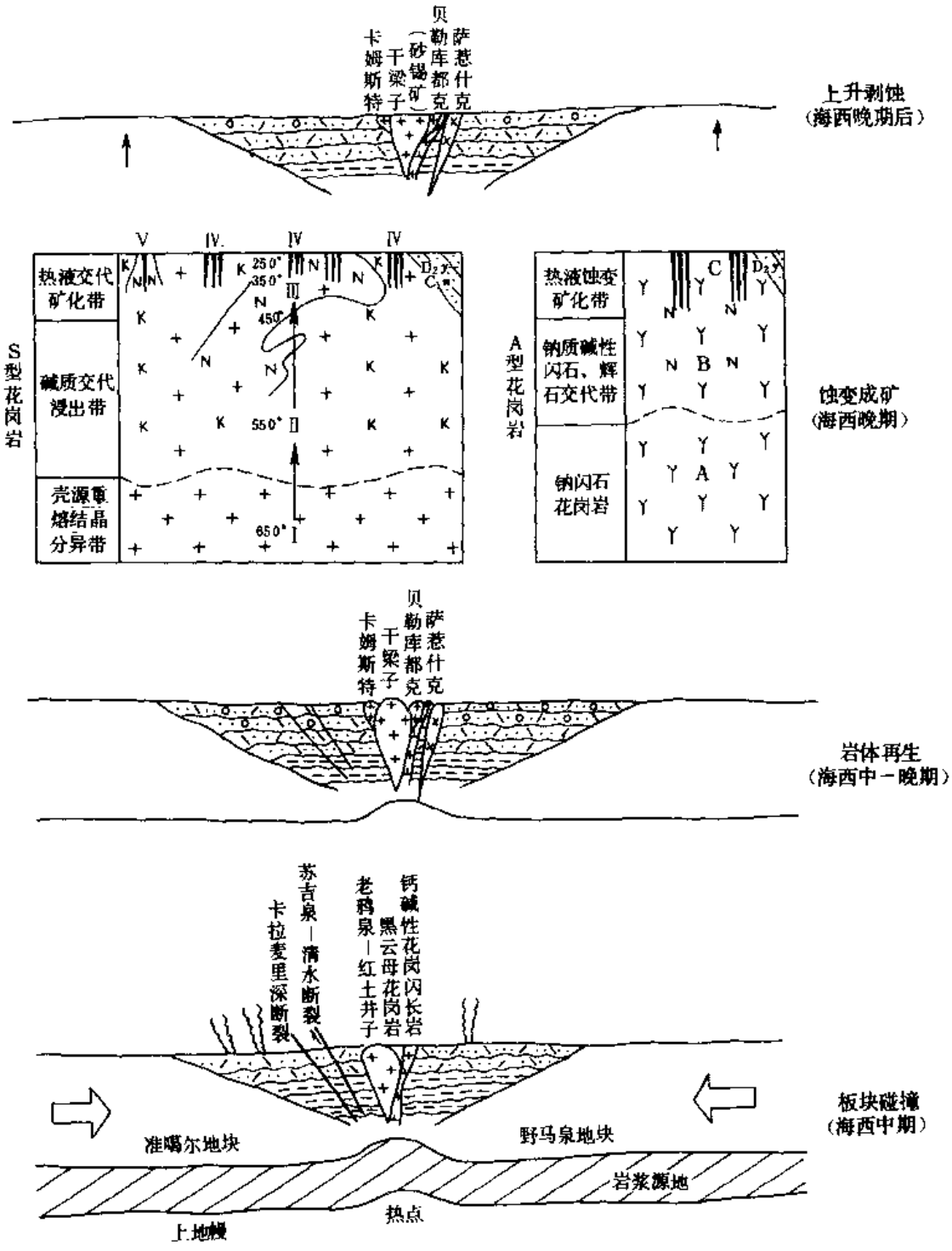


图 6　贝勒库都克锡矿带成岩成矿模式图

Fig. 6　Diagenic--metallogenic model of Beilekuduke tin ore belt

Ⅰ—黑云母花岗岩(含 Sn 花岗岩)；Ⅱ—钾化花岗岩(Sn 浸出带)；Ⅲ—钠化花岗岩(Sn 矿化、贫矿体)；Ⅳ—(富石英)云英岩、含锡石英脉、Sn 矿体、富矿；Ⅴ—钠铁闪石化花岗岩中 Sn 矿化、矿体；A—钠闪石花岗岩；B—钠质交代带、钠(铁)闪石化、霓石化；C—硅化、赤(褐)铁矿化、含锡石英脉、矿体；$D_2y-C_1n_1$：中泥盆--下石炭统火山碎屑岩、火山岩

构成石英脉型锡矿床；与A型花岗岩有关的萨惹什克锡矿发育独具一格的锡石-赤铁矿-钠闪石-石英型锡矿石，而形成与非造山花岗岩伴生的锡矿床。海西晚期后，在长期风化剥蚀作用下，现今分别形成残坡积型及冲洪积型砂锡矿。

参 考 文 献

丁悌平，1980，氢氧同位素地球化学，地质出版社。

毛景文、宋叔和、陈毓川，1988，桂北地区火成岩系列和锡多金属矿床成矿系列，北京科学技术出版社。

王玉荣、梁伟义、王道德，1965，锡石的合成及锡在热液中搬运形式的模拟实验初步研究，地质科学，第5期。

刘飞山、陈淑卿，1986，锡石溶解度和锡迁移形式的实验研究，地质学报，第60卷，第1期。

郭文魁，1987，论锡的成矿问题，锡矿地质讨论会论文集，地质出版社，pp. 1—4。

Hampton, C. M. and Taylor, P. N., 1983, The age and nature of the basement of southern Britain: Evidence from Sr and Pb isotopes in granites. Journal of the Geological Society, Vol. 140, part, pp. 503—505.

Harmon, R. S., 1981, Stable geochemistry of Caledonian granitoids from the British Isles and East Greenland. Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 35, pp. 105—120.

Taylor, H. P., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition: Econ. Geol., V. 69, pp. 843—883.

Барсуков В. Л. и А. Г. Власов. Геол. Рудн. Месторожд., 1968, №1.

ISOTOPE GEOLOGY OF THE BEILEKUDUKE TIN METALLOGENIC BELT IN XINJIANG

Bi Chengsi, *Shen Xiangyuan* and *Xu Qingsheng*

(*Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences*)

Abstract

The Beilekuduke tin metallogenic belt in Xinjiang is the first independent tin metallogenic belt ever discovered in northern China. It is composed of quartz vein tin deposits related to ultra-acid and alkali-rich S-type biotite granites, and tin deposits associated with anorogenic (A-type) granites. Through studies of the isotopic geochronology and oxygen, hydrogen, lead, sulfur and strontium stable isotope data of major tin deposits, it is suggested that the bulk of the regional granites originated in the middle Hercynian, while mineralized granites were formed later in the mid—late Hercynian. Ore substances were derived from the deep levels of the crust or the upper mantle, and then crustal anatexis took place and ore substances concentrated. Ore fluids were a mixture of magmatic water and meteoric water, the latter participating in mineralization. For tin deposits related to A-type granites, the dominant ore fluids were magmatic water with minor contaminated meteoric water; while for tin deposits related to S-type granites, there was a bit more contaminated meteoric water. On the $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram, feldspar lead isotopes for A-type granites related to tin deposits lie between the mantle line and the orogenic belt line, implying that the rock-forming materials were derived from the deep levels of the crust or the upper mantle, mixed with materials from the orogenic belt; whereas feldspar lead isotopes for S-type granites related to tin deposits plot near the upper crust line, indicating that ore-forming materials were derived from the upper crust. A model for rock and ore formation is established on the basis of a study of the geology of the tin deposits coupled with the above-mentioned isotope geological studies.

贝勒库都克锡矿带成矿气液包裹体特征及其在矿床远景评价中的应用

徐庆生　毕承思　沈湘元

（中国地质科学院矿床地质研究所）

国家"305"项目1986—1989年在东准噶尔地区新发现一条独立锡矿带，计有贝勒库都克、萨惹什克、卡姆斯特、干梁子4个独立锡矿床及苏吉泉、红土井子等锡矿点。本文就锡矿带中主要的贝勒库都克、萨惹什克、卡姆斯特3个锡矿床矿物气液包裹体特征、成矿温度、成矿流体盐度、密度及成分，以及成矿作用的物理-化学环境等进行初步研究，并从矿物包裹体研究与对比对成矿条件、成矿远景提出一些看法，为矿床成因解释提出一定依据。

一、区域地质背景和矿床地质概况

贝勒库都克锡矿带位于准噶尔褶皱系东准噶尔地槽褶皱带西部，卡拉麦里缝合带北侧优地槽中的花岗岩隆起杂岩带中，区域花岗岩隆起带和缝合带均呈北西走向。锡矿带中矿床成因类型主体为石英脉型（锡石-石英脉型），其次据毕承思等（1992）研究，萨惹什克锡矿为与A型（碱性）花岗岩有关的一种新类型锡矿床。

锡矿床中矿体主要呈脉状赋存于海西中、晚期花岗岩的内接触带（主要为黑云母花岗岩，萨惹什克锡矿为钠闪石花岗岩），近矿围岩地层为中泥盆统蕴都卡那组（D_2y），属浅海相火山碎屑沉积建造，主要岩性有凝灰岩、凝灰质粉砂岩等。矿体距围岩地层一般50—500m，最远可达1200m。矿体形态组合见有斜列式复脉、平行脉、单脉、透镜体和串珠状等。控矿构造以北东向裂隙构造为主，还有少量近东西向裂隙构造。矿区以产出大量石英脉为特征，具明显多期性，但并非所有石英脉都含矿，含矿石英脉颜色较深，形成时间要晚于一般石英脉。

与中国南方一些著名锡矿床比较，本锡矿带中矿物成分比较简单，主要为锡石。但相对而言，从矿物种类和数量看，贝勒库都克锡矿较复杂，萨惹什克和卡姆斯特较简单。贝勒库都克锡矿矿石矿物以锡石、斜方砷铁矿为主，还有不少量黝铜矿、毒砂、闪锌矿等硫化物及木锡矿，矿石成分富砷，少量为臭葱石-锡石型矿石，其臭葱石含量可达50%以上。此外还有少量贫砷、贫硫化物的锡石-钠铁闪石-石英型矿石。脉石矿物主要为石英、云母、长石、萤石、钠铁闪石、臭葱石等。锡矿床矿石类型计有蚀变花岗岩型、富石英云英岩型、云英岩型、锡石-钠铁

闪石-石英型等。萨惹什克锡矿矿石含铁量相对偏高，贫砷，硫化物含量甚微，主要矿石矿物为锡石、磁铁矿、赤铁矿及少量硅钙锡矿、钛铁矿、褐铁矿等，有微量黄铜矿、斑铜矿等硫化物，脉石矿物主要为石英、钠闪石、霓石和长石等，矿石也较为特别，为锡石-钠闪石-赤铁矿-石英型，反映其与造山期后碱性花岗岩有关的成矿特性。卡姆斯特锡矿矿石贫铁、砷、少硫化物。矿石中主要为锡石及石英，少量白云母。矿石类型主要为锡石-富石英云英岩型。锡石是矿带中各锡矿床(点)最主要的含锡矿物，也是唯一的工业锡矿物。萨惹什克和干梁子锡矿锡石主要呈中—粗粒结构，粒径一般1—2mm，部分锡石粒径可达1—2cm；贝勒库都克和卡姆斯特锡矿锡石以中—细粒为主。

二、气液包裹体特征

3个锡矿区含矿和无矿石英脉中都具有较多的气液包裹体，其特征见表1。含矿石英脉中包裹体主要为液体包裹体及少量气体包裹体，未见有石盐(NaCl)等子矿物和二氧化碳包裹体；无矿石英脉中包裹体种类较单一，主要为液体包裹体，且气液比较低。各矿区石英脉中包裹体在数量、分布、均一温度、爆裂温度和盐度等方面有所差别。

从石英中气液包裹体数量来看，贝勒库都克锡矿极多，萨惹什克锡矿和卡姆斯特锡矿较多。贝勒库都克锡矿和萨惹什克锡矿气液包裹体多呈密集状成群分布，一般小于20μm，形状呈椭圆形及不规则形，少数呈负晶形及长条形；卡姆斯特锡矿气液包裹体局部密集分布，多集中在石英颗粒的边缘，一般小于25μm，为圆—椭圆形及不规则多边形，少数呈负晶形及长条形等。萨惹什克锡矿和卡姆斯特锡矿包裹体气泡色浅，通常无色，少数呈浅灰—暗灰色，边缘细而清楚(<5μm者常呈一跳动小黑点)，液相无色。贝勒库都克锡矿包裹体气泡黑边较粗，色调较深，呈灰—黑红色，液相通常无色，个别略带紫色。

三、成矿温度及成矿流体的盐度、密度

温度测定以均一法为主，少量爆裂法。盐度通过在冷台上测定包裹体的冰点再换算而得。密度根据盐度和均一温度之间关系查有关图表获得。相对而言，3个锡矿区均一温度：萨惹什克＞贝勒库都克＞卡姆斯特；盐度：贝勒库都克＞萨惹什克≈卡姆斯特；密度：贝勒库都克≈卡姆斯特＞萨惹什克。一般而言，3个锡矿区的盐度和密度都比较低，冷台上对包裹体的冷冻观察，包裹体中液体大致在－30℃—－60℃冻结，应属富水的包裹体，二氧化碳含量低。图1显示出3个锡矿区成矿温度分布之特点，结合表2、表3可看出萨惹什克锡矿主要为高—中温成矿，贝勒库都克锡矿为高—中温以中温为主成矿，卡姆斯特锡矿成矿以中—低温为主。

萨惹什克锡矿包裹体测温样品主要采自大脉型含锡石石英脉，各样品的测温结果见表2、表3。均一温度一般在300℃以上，平均334℃，温度集中区为270℃—400℃，如果考虑压力的影响，成矿温度应比此范围更高些。6个样品的爆裂温度平均值为409℃(未经压力校正，它反映了萨惹什克锡矿成矿温度的上限。同一样品中不同粒度石英中包裹体的均一温度稍有差别，粗粒(或伟晶状)石英中包裹体的均一温度往往有一较大范围，平均均一温度也较

细粒石英稍高，可能反映粗粒石英在热液中较早结晶，并经历较长演化时间。冷冻法盐度测度，盐度在 0.2%--6.4%之间，平均 3.4%，总体盐度较低，变化范围不大。密度相当低，ρ=(0.6—0.68)g/cm^3，平均 0.65g/cm^3，因此成矿溶液是一种高—中温、低密度流体，具有一些气成性质。

表 1　贝勒库都克锡矿带石英中气液包裹体特征

Table 1　The Characteristics of Fluid Inclusions in Quartz from the Beilekuduk Tin Zone

包裹体特征 / 地区	包裹体类型*及相伯百分比(%)	气液比(%)	数**量	大小(μm)	形态、颜色及分布特征	动力过程
萨惹什克锡矿	(1)液体包裹体(60—70) (2)液体包裹体(25--35) (3)气体包裹体(5—10)	5　30 30—50 50—70	较 多	多数1—5，少数5—20	多数呈椭圆形、不规则形，少数为规则多边形(负晶形)及长条形。气泡黑边较细，色较浅，浅灰　黑灰色。一般密集、均匀分布，个别局部集中分布	液体包裹体均一为液相，气体包裹体一部分均一为液相，另一部分均一为气相
贝勒库都克锡矿	(1)液体包裹体(65—75) (2)液体包裹体(20—30) (3)气体包裹体(3—8)	2—30 30--50 50—60	极 多	多数<5，少数5—15	多数呈椭圆形、长条形及不规则多边形，少数负晶形。气泡常具较粗黑边，色较深，灰—黑红，液相有时略带紫色。密集均匀分布，次生包裹体带状分布，<5μm 者气泡常呈一跳动小黑点	液体包裹体均一成液相，气体包裹体部分均一为液相，部分均一为气相
卡姆斯特锡矿	(1)液体包裹体(55—65) (2)液体包裹体(30—40) (3)气体包裹体(5—15)	2—20 20—50 50—80	较 多	多数<5，少数5—25	多数呈圆形、椭圆形，少数负晶形、不规则多边形、长条形。气泡色浅，通常无色，边缘清楚，<5μm 者气泡常呈一跳动小黑点，局部密集分布，多集中在矿物颗粒边缘	液体包裹体均一为液相，气体包裹体虽然气液比可高达(70--80)%，但仍均一为液相
区域	(1)液体包裹体(80—90) (2)液体包裹体(10—20)	2—20 20—30	较 少	绝大多数<5，少数5--10	多呈长椭圆形及长条形，部分不规则形及负晶形。气泡边缘细而清楚，一般无色，密集均匀分布，个别略具定向	全部均一为液相
备注	* 气体包裹体气液比>50%，液体包裹体<50%。 ** 极多，一般为 0.05×0.05mm^2 内包裹体个数>100 个。较多，一般为 100—30 个，较少，30—5 个。稀少，<5 个。					

表 2　贝勒库都克锡矿带石英中气液包裹体均一温度和盐度、密度

Table 2　Homogenization Temperatures. Salinities and Densities of Fluid Inclusions in Quartz from the Beilekuduk Tin Zone

矿区或地区	样品号	岩石名称	均一温度(℃)			盐度 (NaCl wt%)			密度(ρ) (g/cm³)
			测定数	范围	平均值	测定数	范围	平均值	
萨惹什克	6Hy-7-1	含锡石细粒石英脉	12	279—402	358	7	2.4—3.6	3.1	0.64
	6Hy-30		16	282—412	332	5	1.5—3.6	2.4	0.66
	6Hy-7-2	含锡石伟晶状石英脉	22	340—385	367	9	4.6—6.4	5.4	0.68
	6Hy 30-1	含锡石石英脉	16	273—367	311	9	0.2—4.8	2.1	0.60
	6Hy-61		13	268—372	316				
	6Hy-62		18	376—401	389				
	6Hy-63 1		11	201—340	289				
	6Hy 63-2		12	229—294	264				
	总体		120	201—412	334	30	0.2—6.4	3.4	0.65
贝勒库都克	6K-No-2	含锡石钠闪石石英脉	16	203—383	284	11	5.1—9.4	6.8	0.83
	6K-No 6	含锡石石英脉	21	215—335	278	6	5.2—11	7.2	0.82
	6K-No-8		10	272—332	309				
	6K-57		10	258—408	322				
	6K-94A		23	182—333	260	3	5.3—8.7	6.6	0.84
	6K-94B		19	256—332	292				
	6K-95		19	157—277	217				
	6K-W	无矿石英脉	17	262—381	327	6	3.6—5.7	4.3	0.71
	6B-33		11	230—265	247				
	6B-34		20	255—385	307	6	2.2—3.1	2.6	0.72
	6K126		13	170—282	237				
	6K127		16	160—340	263	3	2.4—3.7	3.1	0.80
	6K-151		15	139—173	158	4	2.4—5.3	3.9	0.93
		含矿	118	157—408	274	20	3.1—1.1	6.9	0.83
		无矿	92	139—385	262	19	2.2—5.7	3.5	0.79
卡姆斯特	6KA-17	含锡石云英岩	30	168—373	274	4	1.0—4.3	2.8	0.78
	6KA23-2		28	121—377	270	4	4.2—5.1	4.6	0.81
	6KA23-3		19	157—239	196				
	6KA 25		17	125—384	228				
	6KA23-1	含锡石石英脉	23	149—322	218	3	3.7—4.6	4.1	0.86
	6KA24		24	130—272	222	5	0.3—6.0	2.9	0.85
	6KA-20	无矿白色石英脉	21	132—342	223				
	6KA-34	无矿伟晶状石英脉	28	128—254	183	4	0.4—5.5	3.7	0.92
		含矿	141	121—384	239	16	0.3—6.0	3.5	0.83
		无矿	49	128—342	200	4	0.4—5.5	3.7	0.92
黄羊山北	6B-74	无矿石英脉	27	161—305	241	5	1.6—6.4	4.1	0.83
苏吉泉北	6B-83	无矿石英脉	12	125—212	162	5	0.5—4.2	2.3	0.93

注：均一温度未经压力校正

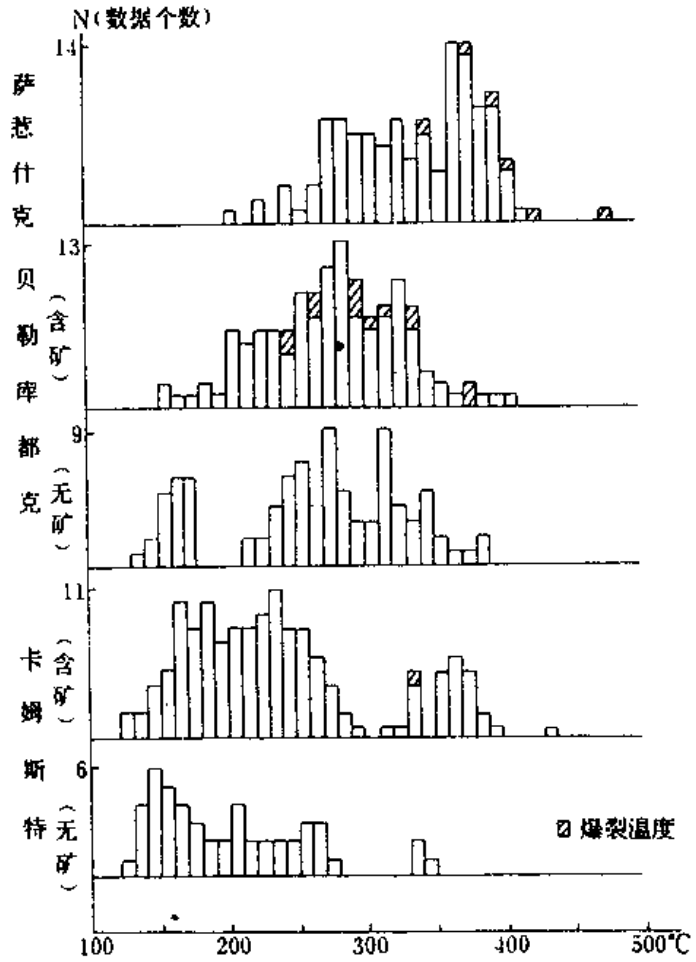


图 1　贝勒库都克锡矿带均一温度分布图

Fig. 1　Histogram Showing Homogenization Temperatures of Fluid Inclusions in Quartz from the Beilekuduk Tin Zone

贝勒库都克锡矿石英中包裹体均一温度变化范围较大，为 139℃—408℃，平均 269℃，11 个样品的爆裂温度平均值为 306℃。据野外观察及室内化学分析，可以将矿区中石英脉分为含矿和不含矿两种，二者在外观上有较大差别。含矿石英脉一般颜色较深，矿物成分稍复杂；不含矿石英脉一般颜色较浅(白、灰白))，很少含杂质矿物。均一法测温结果表明，二者的温度变化范围都较宽，含矿石英脉为 157℃—408℃，不含矿石英脉为 139℃—385℃，前者均一温度(平均 274℃)略高于后者(平均 262℃)。含矿石英脉均一温度主要集中于 200℃—350℃之间；不含矿石英脉 则主要有二个集中范围，140℃—180℃和 230℃—350℃，前一个温度范围为不含矿石英脉所特有，后一温度区间则与含矿石英脉基本重叠。冷冻法盐度测量：含矿石英脉中包裹体盐度(5.1%—11.0%，平均 6.9%)高于不含矿石英脉(2.2%—5.7%，平均 3.5%)。而两种石英脉包裹体密度平均值则相近(含矿石英脉平均 0.83g/cm³，无矿石英脉平均 0.79g/cm³)。另外，不同的矿石类型其形成温度有所不同，富石英云英岩比与其伴生的不含白云母的石英脉形成温度稍高些，前者比后者含有更多的气体包裹体，在形成时溶液具有较多的气成性质。

卡姆斯特锡矿不含矿石英脉样品均一温度主要集中在 130℃—270℃，含矿石英脉样品均一温度有两个集中范围，140℃—280℃和 330℃—380℃，后一温度范围为成矿热液所特

表3 贝勒库都克锡矿带包裹体爆裂法测温结果

Table 3 Decrepitation Temperatures of Inclusions in Minerals from the Beilekuduk Tin Zone

矿区	样号	矿物	矿石名称	爆裂温度(℃)	平均(℃)
萨惹什克	TC11-1Q	浅色锡石	含锡石石英脉	475	409 (n=6)
	TC11W-1S	深色锡石		390	
	TC11-W1H	混合锡石		420	
	6Hy-62	赤铁矿		390	
	Tc9黑	深色锡石		405	
	Tc9浅	浅色锡石		375	
贝勒库都克	6K-15T	锡石	含锡石石英脉	260	306 (n=11)
	15-1	锡石		312	
	6K-1	锡石	蚀变花岗岩	298	
	6K-1-L	斜方砷铁矿		240	
	6K-2	锡石		370	
	6K-1深粗	深色粗粒锡石		290	
	6K-1深细	深色细粒锡石		290	
	6K-1浅	浅色锡石		330	
	6K-15深	深色锡石	含锡石石英脉	375	
	6K-15浅	浅色锡石		330	
	No-4	石英		268	

注:括号内数字为参加统计的样品数

有。从不同类型矿石均一温度分布特点看,云英岩型矿石石英中包裹体均一温度较高,含有较多的气体包裹体,温度分布表现出明显的高—中温(330℃—390℃)和中—低温(140℃—270℃)两个区间;石英脉型矿石石英中包裹体均一温度较低,气体包裹体很少,温度主要分布于中—低温区间(140℃—280℃)。不同矿石类型在产状及包裹体均一温度分布上的特点反映了成矿热液在早期高温阶段交代围岩产生云英岩化,同时形成云英岩型矿石,晚期中—低温阶段则以充填作用为主形成石英脉型矿石。非成矿热液活动主要集中在中—低温阶段(130℃—270℃),形成无矿的伟晶状石英脉及纯白色石英脉。冷冻法盐度测量表明,成矿热液盐度(平均3.5%)与非成矿热液近似(平均3.7%),都比较低。密度表现为成矿热液较低($\rho\approx0.83g/cm^3$),非成矿热液稍高($\rho\approx0.92g/cm^3$)。另外,含矿石英脉中一些包裹体,虽然其气液比可达70%—80%,但最后还是均一到液相,说明成矿溶液具热液性质,而无气成性质。

四、石英薄片的红外光谱特征

红外光谱可以用来研究石英中的气液包裹体,前苏联学者最先提出利用石英薄片(测温片)的红外谱学特征来评价石英脉的含金性❶。用这种方法可以判断石英脉的成因是浅成、深成还是中-深成的,是属于岩浆产物、气成产物还是热液产物的,以及判断石英脉的含金

❶ 吴传璧译:石英脉含金性的评价方法。地质科技动态,1991年,第17期。

性。

我们通过对 3 个锡矿区石英脉 的红外吸收光谱研究表明(图 2),利用石英红外图谱虽然未能直接区分含锡和不含锡石英脉,但却可以反映石英脉的生成条件,从而从一个侧面提供锡矿形成环境、条件的信息(从贝勒库都克锡矿带来看,均一温度越高,D_{H_2O}越小)。

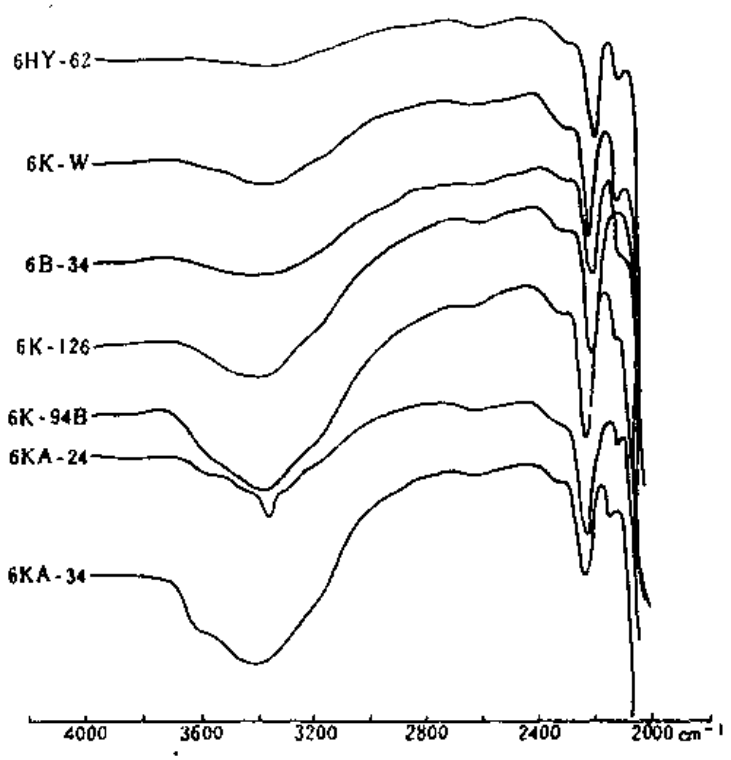


图 2 贝勒库都克锡矿带石英薄片的红外图谱(样品号说明见表 1)

Fig. 2 The Infrared Spectra of the Quartz Thin-Section from the Beilekuduk Tin Zone

萨惹什克锡矿含矿石英脉红外图谱 中(图 2 中,6HY-62),水的吸收峰很弱,相对光密度很小,$D_{H_2O}=0.188$(见表 4)。反映这种石英形成于一种深成、贫水的环境,是从高温的气流体中结晶形成的。从包裹体测温结果看,此样品石英中含有一定量的气体包裹体(多均一为气相),均一温度是锡矿带中最高的(平均 389℃),盐度低(平均 2.1%),密度很低($\rho\approx0.60g/cm^3$),说明此类含矿石英脉的成矿溶液是一种高温、低密度流体,具部分气成性质。石英红外图谱和包裹体测温对含矿石英脉形成环境及成矿流体性质的判断吻合一致,即萨惹什克锡矿是由高—中温的、具有部分气成性质的热液在一种较深成、贫水的环境中而形成,表明该锡矿具特殊的成因环境。

贝勒库都克锡矿 4 个石英脉样品的红外图谱表明,水的相对光密度(D_{H_2O})大小与含矿性无关,而主要与均一温度,即石英脉的形成条件有关。石英水的相对光密度既有较小的($D_{H_2O}<0.5$),也有较大的($D_{H_2O}>0.5$),与包裹体测温结果得出的结论是一样的,说明形成含矿及无矿石英脉的溶液性质多样。总之,贝勒库都克锡矿的成矿作用与萨惹什克锡矿不同,是成矿溶液从高温具部分气成性质的热液演化为中—低温不具气成性质的典型热液,与萨惹什克锡矿相比是形成于相对浅成和相对富水的环境。

卡姆斯特锡矿两 个样品水的相对光密度较大($D_{H_2O}>0.5$)。从包裹体测温结果来看,该

表 4　贝勒库都克锡矿带石英的相对光密度计算值

Table 4　The Relative－absorbance of Quartz from the Beilekuduk Tin Zone

矿区		萨惹什克	贝勒库都克				卡姆斯特	
样号		6Hy 62	6K-94B	6K-W	6B-34	6K126	6KA-24	6KA-34
岩性		含锡石石英脉	含锡石云英岩	无矿石英脉	无矿细粒石英脉	无矿石英脉	含锡石石英脉	无矿伟晶状石英脉
光密度	石英(D_0)	0.101	0.122	0.180	0.121	0.181	0.177	0.108
	H_2O(D_1)	0.019	0.106	0.052	0.047	0.103	0.111	0.129
	CO_2(D_2)	0.010	0.022	0.010	—	0.027	—	—
相对光密度	D_1/D_0	0.188	0.869	0.289	0.388	0.569	0.627	1.194
	D_2/D_0	0.10	0.180	0.222	--	0.149	—	--
均一温度(℃)		389	292	327	307	237	222	183

矿区所有样品中，均一温度的平均值都小于 300℃。石英红外图谱反映了卡姆斯特锡矿成矿溶液主要是不具气成性质的高—中—低温热液，其形成环境相对萨惹什克和贝勒库都克锡矿更浅、更富水。

五、气液包裹体成分及成矿溶液的物理-化学性质

选择萨惹什克和贝勒库都克两锡矿进行了包裹体成分分析(表 5)。两矿区花岗岩和矿石的石英中包裹体成分非常相似，气相成分以 H_2O 为主，有少量 CO_2，CO_2/H_2O 比值很低，但相对而言，贝勒库都克锡矿该比值要高些，即贝勒库都克锡矿成矿流体中含 CO_2 较多。两矿区包裹体气相成分中都无 CO、C_2H_n、CH_4、N_2 等，液相成分中阳离子主要是 K^+、Na^+ 其含量接近，基本不含 Ca^{2+}、Mg^{2+}。而在包裹体液相阴离子成分上，花岗岩和矿石稍有差别，含矿石英脉主要是 Cl 及 F，无 SO_4^{2-}；花岗岩石英中液相阴离子成分则主要是 SO_4^{2-} 与 Cl、F^-。总体而言，成矿流体组分类型与花岗岩中石英气液包裹体成分的组分类型近似，都是略含 CO_2 气体的($K^+ + Na^+$)-Cl 型或($K^+ + Na^+$)-F 型，说明两锡矿均与花岗岩有密切的成因联系。两锡矿矿石和岩体在包裹体成分及其它特征方面的相似性可能反映了两锡矿产出的地质背景及成矿作用有一定相似之处。与国内外已知锡矿相比，这两个锡矿包裹体液相成分中明显缺少 Ca^{2+}、Mg^{2+}，而世界上许多著名锡矿床(如广西大厂、湖南东坡、俄罗斯远东等)成矿流体组分类型多为 Na^+(或 $K^+ + Na^+$)-Ca^{2+}(或 $Ca^{2+} + Mg^{2+}$)-Cl^-(或 F^-)型。

由包裹体成分计算的 pH、Eh、$\lg f_{O_2}$ 等参数，可用来分析成矿作用的物理-化学环境。从表 5 所列参数值可看出，两锡矿在形成环境上有所不同。萨惹什克锡矿成矿作用发生于弱还原、氧逸度较低及弱酸性—弱碱性环境；贝勒库都克锡矿成矿作用是在弱还原、低氧逸度、弱碱性的环境。硫逸度是控制矿质沉淀的一个重要因素，从矿石矿物组合特点来判断，贝勒库都克锡矿带中各锡矿硫逸度均较低，矿石中均未见到大量硫化物，锡主要以锡石的形式产出。贝勒库都克锡矿出现大量斜方砷铁矿，而毒砂含量很少，在 Fe-As-S 体系温度-硫逸度关系图(P. B. Barton，1969)上大致估计硫逸度低于 10^{-10}，这和我国南方锡矿有较大差别，如大厂等地均以毒砂含量大于斜方砷铁矿为特征。卡姆斯特锡矿成矿时硫逸度也很低，仅见少量

硫化物，而萨惹什克锡矿成矿时硫逸度极低，一般矿石矿物中基本未见硫化物，仅局部偶见微量硫化物。

表 5　贝勒库都克锡矿带石英中气液包裹体成分及有关参数

Table 5　The Chemical Composition of Fluid Inclusions in Quartz from the Beilekuduk Tin Zone and Some Relevant Parameters

矿区		萨惹什克			贝勒库都克		
样号		6Hy 61	6Hy 63	6Hy 59	6K 1	6K 94B	6L-23
所测矿物		石英	石英	石英	石英	石英	石英
岩石名称		含锡石石英脉	含锡石石英脉	花岗岩	含锡石石英脉	含锡石石英脉	花岗岩
成矿(岩)温度(℃)		316	289	650	280	288	570
成矿(岩)压力(10^5Pa)		139	110	1500	500	520	900
气相成分(10^{-6})	H_2	0	0	0	0	0	0
	O_2	0	0	0	0	0	0
	N_2	0	0	0	0	0	0
	CH_4	0	0	0	0	0	0
	C_nH_m	0	0	0	0	0	0
	CO	0	0	0	0	0	0
	CO_2	4.91	14.11	15.84	21.80	29.99	77.81
	H_2O	171.80	321.50	170.36	280.50	239.10	532.32
液相成分(g/l)	F^-	5.70	0	8.9	17.40	8.43	4.50
	Cl^-	0	2.60	13.80	12.10	7.98	1.77
	SO_4^{2-}	0	0	10.89	0	0	9.30
	K^+	5.47	1.17	16.33	29.11	12.53	20.44
	Na^+	3.26	1.17	26.13	8.02	7.05	16.90
	Ca^{2+}	0	0	0	0.93	0	0
	Mg^{2+}	0	0	0	0	0	0
比值及参数	Na^+/K^+	1.01	1.70	2.71	0.46	0.95	1.40
	F^-/Cl^-	—	0	1.20	2.69	1.97	4.75
	CO_2/H_2O	0.01	0.02	0.01	0.04	0.05	0.06
	pH	8.58	5.61	6.95	8.58	8.58	6.79
	Eh	−0.89	−0.51	−1.11	−0.83	−0.85	−0.96
	lgf_{O_2}	−29.55	−30.97	−15.05	−31.34	−30.53	−16.86
	lgf_{CO_2}	0.66	0.82	1.36	1.21	1.37	1.74

注：(1)分析单位：中国地质科学院矿床所；(2)pH 等参数据王真光等(1991)编写的程序计算；(3)成矿(岩)压力据其地质特征估算；温度：矿石为均一温度；花岗岩据有关相图获得。

六、矿物包裹体特征在成矿远景评价中的应用

根据对贝勒库都克锡矿带石英中气液包裹体特征的研究得出以下认识。

萨惹什克锡矿主要是由高温的、具部分气成性质的低盐度、低密度的热液在相对较深

成、贫水及弱酸性—弱碱性、硫逸度很低的环境中形成。成矿作用是以充填为主，交代作用为辅，是较典型的高—中温岩浆热液交代-充填型矿床。在成因上独具特色，为与碱性花岗岩相伴生的独立锡矿床。

贝勒库都克锡矿主要是由高—中温、部分具气成性质的盐度中等、密度较低的热液从较深成、较贫水到较浅成、较富水及低硫逸度、弱碱性的环境中形成。成矿作用充填和交代兼具，属高—中温岩浆热液充填-交代型矿床。

卡姆斯特锡矿成矿溶液为高—低温，以中—低温为主，低盐度、较低密度、不具气成性质的热液，处于相对较浅成、较富水的形成环境，硫逸度很低，成矿作用充填和交代并存，为典型的交代-充填型岩浆热液矿床。

对国内一些著名锡矿床矿物包裹体研究后认为：

广西大厂锡矿在成矿过程中成矿热液阶段活动和多次沸腾，并在高—中温，中—低盐度（还有部分高盐度的，盐度和密度变化均较大，可能是由于成矿热液沸腾或交代作用引起的）的条件下形成的多阶段复合矿床，为高—中温岩浆热液矿床（刘月星等，1987）。

滇西云龙锡矿经研究建立了如下含矿流体的演化模式[1]：

（1）成矿流体为富 CO_2、多组分及高盐度的非均匀不混溶体系。

（2）理想的流体沸腾作用是重要的造矿机制，是形成高品级锡矿石的重要条件。

（3）锡石沉淀阶段淡水的不断注入稀释是形成锡石大量沉淀堆积所必需的条件。

云南个旧锡矿的成矿作用具多期和多阶段性的特点，成矿溶液主要来自燕山期的花岗岩，与碳酸盐围岩发生交代作用而形成矿床。主要成矿阶段（锡石—硫化物阶段）成矿溶液为热液，具部分气成性质，且含有 CO_2 等挥发组分；成矿温度为 325℃—351℃，属高温热液；盐度 5.7%—26.3%之间变化，可能说明了交代作用的不均匀性或矿液的沸腾作用（卢焕章等，1981）。

贝勒库都克锡矿带的三个锡矿床与上述已知锡矿床的包裹体特征经过对比可看出，有其相似之处，如成矿热液都属于高—中温岩浆热液等。然而，更有特殊之处。①矿区花岗岩化学成分和围岩化学成分相近，差异不大，化学上相对保持平衡，因此未能产生强烈的交代作用；高硅又具有一定塑性的围岩构成了一个良好的封闭环境，以至花岗岩岩浆侵入时热量和挥发份不易大量逸出，而是集中在花岗岩体的顶部和翼部；岩浆侵位时围岩中断裂、裂隙并不发育，使成矿流体缺乏运移通道，矿质不能大量进入围 岩。因此目前所发现的锡矿床包括矿点、矿化点，几乎全都产于花岗岩的内接触带，这与上述几个著名锡矿床有很大不同。这几个锡矿床围岩性质与花岗岩差异很大，往往有碳酸盐岩层（或含碳质岩石），交代作用强烈，可形成矽卡岩，大量的矿体产在岩体外接触带的围岩中，从而形成锡石硫化物型及矽卡岩型等类型矿床。从矿物包裹体成分特点来看，贝勒库都克锡矿带中的几个锡矿床，其矿物包裹体成分与其所产出的花岗岩体的矿物包裹体成分近似，缺乏 Ca^{2+}、Mg^{2+}（与大厂、个旧等锡矿床明显不同），因为这几个锡矿矿体主要产于内接触带，成矿溶液基本未受到围岩介质影响。而许多矿床成矿溶液的演化往往受围岩介质的制约，围岩介质并提供了部分成矿物质（叶绪孙等，1987；涂光炽，1987）。②成矿溶液的盐度都比较低，且变化不大，包裹体种类简单，说明矿液未经较强的沸腾作用及明显的交代作用，而这两种作用往往是形成大而富的锡

[1] 张增佑，曾祖荣，1985，滇西云龙锡矿的流体演化特征。第三届全国矿床会议资料。

矿床的重要机制之一。③矿石矿物组合简单，贝勒库都克锡矿可见到一些硫化物，卡姆斯特和萨惹什克锡矿均微量，说明成矿过程中硫和其它金属组分的来源不足（围岩也未能提供部分成矿物质），硫逸度甚低，这对成矿是不利的。④萨惹什克锡矿石英脉测温片的红外图谱表明，成矿作用发生于相对深成、贫水的环境，结合成矿热液属高—中温性质、矿石类型独特，与碱性花岗岩有关，这反映了矿床具特殊成因。

从贝勒库都克锡矿带3个锡矿的上述特征推论，该锡矿带缺乏形成大型矿床的条件，只能形成中、小型矿床。此看法已为该矿带范围内的进一步找矿实践所证实。

参 考 文 献

毕承思、沈湘元、徐庆生，1992，我国与海西期A型花岗岩有关锡矿床的新发现。中国科学（B辑），第6期。

王真光、张婆旭，1991，矿物包裹体成分物理－化学参数的计算程序。地质与勘探，第7期。

Barton, P. B., 1969, Thermochemical study of the system Fe－As－S. Geochem. et Cosmochem. Acta, Vol. 33, №8, PP. 841－857.

刘月星等，1987，广西大厂、桂北地区锡矿床气液包裹体特征研究。锡矿地质讨论会论文集。地质出版社。

卢焕章等，1981，云南个旧锡矿气液包裹体特征和形成温度的研究。矿物中包裹体研究。科学出版社。

叶绪孙、严云秀，1987，大厂锡石—多金属硫化物矿床成因及其与围岩介质关系的初步认识。锡矿地质讨论会论文集。地质出版社。

涂光炽，1987，广西大厂矿床成因并兼论锡石硫化物矿床形成条件。锡矿地质讨论会论文集。地质出版社。

徐庆生、沈湘元，1991，新疆东准噶尔锡、金矿区石英薄片的红外光谱特征及其在成矿条件分析中的应用。地质论评，第37卷，第2期。

何知礼，1982，包体矿物学。地质出版社。

吴尚全、于桂梅，1987，石英的红外谱学研究及其含金性评价。矿物岩石，第7卷，第2期。

黄民智、唐绍华，1988，大厂锡矿矿石学概论。北京科学技术出版社。

THE FEATURES OF MINERALIZING FLUID INCLUSIONS IN THE BEILEKUDUK TIN ZONE AND THEIR APPLICATION IN THE EVALUATION OF ORE POTENTIAL

Xu Qingsheng, *Bi Chengsi* and *Shen Xiangyuan*

(*Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences*)

Abstract

The authors measured and studied the homogenization temperatures, decrepitation temperatures, salinity, density and composition of fluid inclusions of minerals in three major independent tin deposits—the Beilekuduk, Sareshik and Kamst tin deposits— in the Beilekuduk tin zone and analysized and compared the IR spectral features of quartz thin sections of various ore deposits. On the basis of an integrated study of the data of mineral inclusions, they analysized the metallogenic physicochemical environments of various tin deposits. It is held that the Sareshik tin deposit was formed in a relatively deep and water—poor environment and that the ore—forming fluids were a kind of hyperthermal fluids with some pneumatolytic nature. This coincides with the fact that this deposit genetically belongs to a new type of tin deposit related to Hercynian alkaligranite. The ore—forming fluids of the Beilekuduk tin deposit vary greatly in nature, including hyperthermal fluids with some pneumatolytic nature and relatively typical meso— to epithermal fluids. The ore—forming fluids of the Kamst tin deposit were hyper— to epithermal fluids, showing no pneumatolytic nature and the deposit was formed in a relatively shallow and water—rich environment. These features are also coincident with those of the tin deposits that genetically belong to quartz vein type tin deposits.

A rough evaluation of the ore potential of this tin zone may be made through a comparison between the three tin deposits and some famous large tin deposits in southern China with respect to the features of mineral fluid inclusions and other geological features. The conditions for the formation of large deposits in this tin zone are insufficient, and there mainly occur medium — and small—sized deposits. This view has been proved by further tin prospecting within the limits of this ore zone.

新疆东准噶尔西部含锡花岗岩带的同位素地球化学研究

卢秋霞　　刘显凡

（成都理工学院）

新疆东准噶尔西部含锡花岗岩带属东准噶尔华力西褶皱带，构造呈紧密线型复式褶皱，轴向北西西，伴随造山运动和深大断裂的形成，导致大量火山喷发与岩浆侵入，进而有利于内生金属和非金属矿产的形成。

一、地质产状和岩石特征

如图 1 所示，该含锡花岗岩带沿卡拉麦里构造带呈北西西向展布，侵入于中泥盆—下石炭统地层中，同位素地质年龄为(340—260)Ma，属海西中期产物，为多阶段、多期次的复式杂岩体(带)，主要岩石类型有亚碱性黑云母花岗岩类和碱性角闪石花岗岩类，在本区分属于第二、三阶段第 2、3、4、5 侵入次(表 1)，并具由亚碱性到碱性的演化趋势(刘显凡等，1991)。对于后者岩类，又根据所含角闪石的种类和特征进一步分为碱性角闪石花岗岩，钠铁闪石花岗岩和钠闪石花岗岩。在碱性角闪石花岗岩中的角闪石以钠铁闪石为主，可见钠闪石，而在主体钠铁闪石中，常可见到普通角闪石被碱性角闪石交代的残余，表现了随岩浆演化，角闪石种类由普通角闪石→钠铁闪石→钠闪石的变化序列。在亚碱性黑云母花岗岩类中，又根据两类长石的比例和岩石的镜下特征，尤其是交代结构的发育程度发现，随岩浆演化，岩石类型由二长花岗岩→花岗岩→钾长花岗岩→蚀变花岗岩。正是这种矿物和岩石随岩浆演化的演变导致岩石成因类型的演变，进而促使岩石锡矿化程度的不断提高(刘显凡等，1990，1991)。

二、样品采集和分析技术

结合科研工作，对该岩带中的 7 个岩体分别采集样品做同位素测定，并收集了其他同志选送的部分同位素样品测定结果。

Rb-Sr 法测定：经 HF 溶样，选用 AG50W×8 阳离子交换树脂进行 Rb、Sr 分离，在 MAT-261 质谱计上进行 Rb-Sr 同位素比值测定，标准为 NBS-607。

氧同位素测定：在干燥 Ar 气流中进样，用 BrF_5 法从岩石和矿物中提取氧，然后转化成 CO_2，氧同位素组成测定在 MAT-230C 质谱计上完成，标准为 NBS-28，取其值 $\delta^{18}O=10‰$。

氢同位素测定：用高频感应加热析出矿物中的羟基，转化成水，再用金属铀还原成氢气，同位素组成测定在 MAT-251C 质谱计上完成，标准仍取 NBS-28。

铅同位素组成测定：Pb 的分离采用 HBr+HCl 流程，同位素组成在 MAT-261 质谱计上测定，取 SRM-981 为标准。

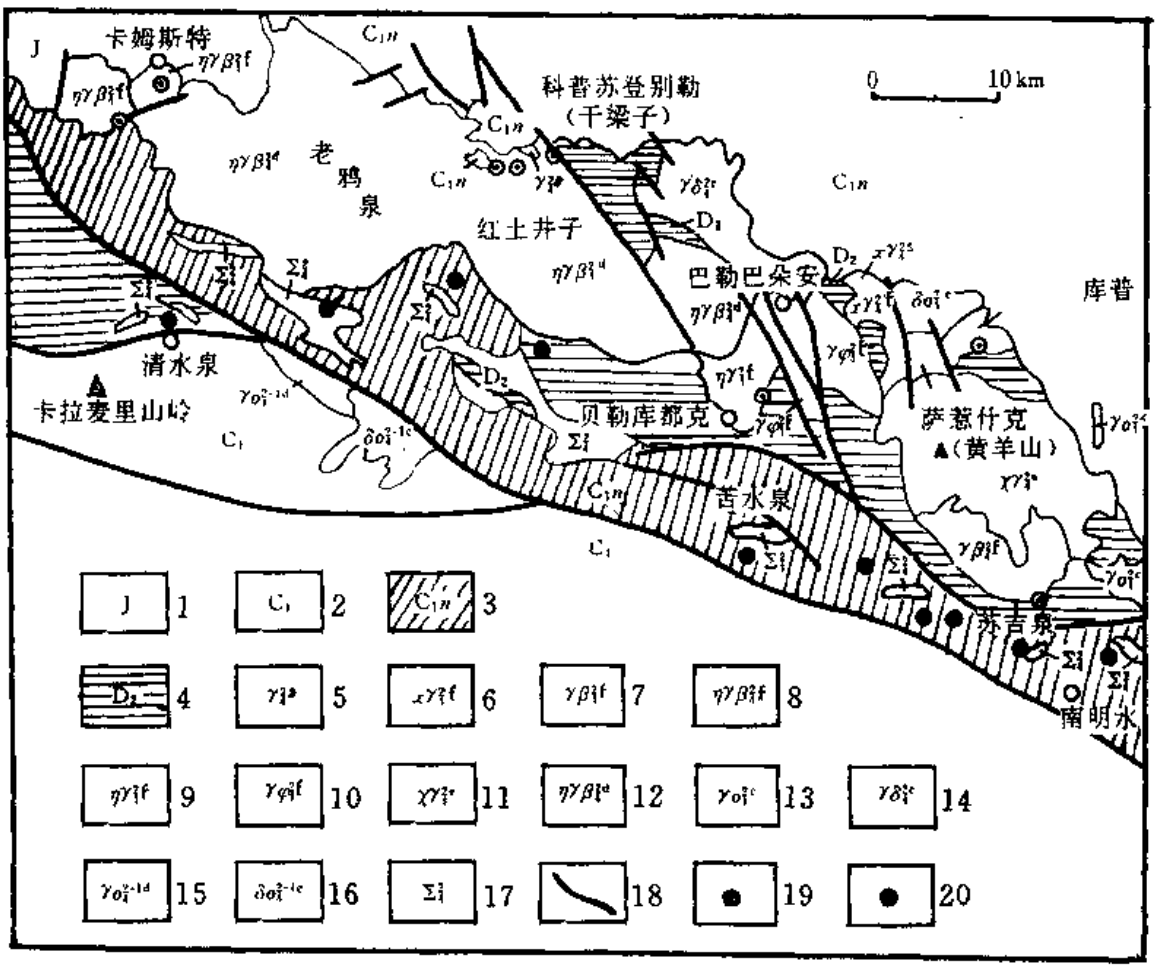


图 1　新疆东准噶尔西部含锡花岗岩带地质略图

Fig. 1　Geologic sketch map of the tin-bearing granitic rock belt in the west area of east Junggar, Xinjiang

1—侏罗系地层；2—下石炭统地层；3—下石炭统南明水组地层；4—中泥盆统地层；5—细粒花岗岩(干梁子)；6—钠铁闪石-钠闪石花岗岩(萨惹什克北)；7—黑云母花岗岩(苏吉泉)；8—黑云母钾长花岗岩(卡姆斯特)；9—黑云母钾长花岗岩(贝勒库都克)；10—角闪石花岗岩(巴勒巴朵安)；11—钠铁闪石花岗岩(黄羊山)；12—黑云母花岗岩(老鸦泉—红土井子)；13—斜长花岗岩；14—黑云母花岗闪长岩；15—斜长花岗岩；16—石英闪长岩；17—超基性岩；18—断层；19—锡矿床或矿点；20—铬矿床或矿点

表 1　东准噶尔西部花岗岩带岩体和期次划分

Table 1　Rock bodies and their stages of the granitic rock belt in the west area of east Junggar

期	阶段	次	代号	岩体名称	岩石类型	产状	岩浆幕	同位素年龄	赋存矿种
华力西中期	三	5	γ_4^{2g}	干梁子	细粒花岗岩	岩枝	第三侵入活动幕	260—300 (Ma)	Sn
		4	$x\gamma_4^{2f}$	萨惹什克北	钠铁闪石-钠闪石花岗岩	岩株			Sn
			$\gamma\beta_4^{2f}$	苏吉泉	黑云母花岗岩	岩株			Sn、石墨
			$\eta\gamma\beta_4^{2f}$	卡姆斯特	黑云母钾长花岗岩	岩株			Sn
			$\eta\gamma_4^{2f}$	贝勒库都克	黑云母钾长花岗岩	岩株			Sn、W
			$\gamma\varphi_3^{2f}$	巴勒巴朵安	角闪石花岗岩	岩株			(Sn)
	二	3	$x\gamma_4^{2e}$	黄羊山	钠铁闪石花岗岩	岩基	第二侵入活动幕	300—340 (Ma)	Sn、(石墨)
		2	$\eta\gamma\beta_4^{2d}$	老鸦泉-红土井子	黑云母花岗岩	岩基			Sn、W
		1	$\gamma\sigma_4^{2c}$		斜长花岗岩	岩株			
			$\gamma\delta_4^{2c}$		黑云母花岗闪长岩	岩株			
		4	$\gamma\sigma_4^{2-1d}$		斜长花岗岩	被地层不整合覆盖	第一侵入活动幕	尚无可靠地质年龄	
		3	$\gamma\sigma_4^{2-1c}$		石英闪长岩				
		2	r_4^{2-1b}		花岗岩				
		1	$\delta\sigma_4^{2-1a}$		石英闪长岩				

三、分析和讨论

(一)岩石物质来源探讨

探讨花岗岩的物质来源是研究其成因演化的基本且重要的内容，其来源可分为地壳、地幔和壳幔混合。依据同位素地球化学研究，为探讨本区含锡花岗岩物源提供了可靠证据。

1. 铅同位素地球化学

在研究花岗岩的铅同位素组成时，一般是分析其中的钾长石。这是因为钾长石的铀和钍含量很低，自它们形成以来由铀、钍放射性衰变而引起的铅同位素组成的变化一般可忽略不计，因而钾长石的铅同位素组成可以代表岩浆形成时的初始同位素组成，以此作为判断这些岩石的物质来源和成因类型的重要依据[1]。

将表 2 数据投于图 2 表明：贝勒库都克锡矿(简称贝勒锡矿，下同)黑云母钾长花岗岩中钾长石位于地幔与造山带之间到上地壳，其中位于上地壳的钾长石产于蚀变较明显的钾长花岗岩中；萨惹什克北锡矿(简称萨北锡矿，下同)钠闪石花岗岩中钾长石仅位于地幔与造山带之间。这证明前者成岩物质来源于上地幔或下地壳，但后期又受到地壳物质的深刻改造；后者成岩物质来源于深部或下地幔，早期具非造山特点，但后期发展到具造山带部分特征，这是碱性幔源岩浆向壳源改造过渡的结果。根据李耀菘(1982)研究华南两类产铀花岗岩中钾长石的铅同位素组成表明：同熔型花岗岩的投影点分布在地幔与造山带演化线之间并紧靠地幔演化线，而改造型花岗岩的投影点都分布于上部地壳演化线附近。这显然表明，本区贝勒锡矿黑云母钾长花岗岩的成因类型随物源改造具有同熔型向改造型的过渡特征；而碱

性角闪石花岗岩类则以 A 型为主，后期具部分改造型特征。

表 2　贝勒库都克锡矿与萨惹什克北锡矿钾长石铅同位素组成

Table 2　Lead isotope composition of K－feldspar from tin－mines in Beilekuduke and in north Sareshike

矿区和岩性	样号	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	测试单位、时间	采样人
贝勒锡矿 黑云母钾长花岗岩	L-23	15.7737	18.8509	38.5593	北京三所，1988	沈湘元，毕承思
	Pb-1	15.4734	18.3374	38.0278	成都地院，1987	田慧新，刘显凡
萨北锡矿 钠闪石花岗岩	6Hy-59	15.5458	18.5033	38.2110	北京三所，1988	沈湘元，毕承思
	6Hy-69	15.4866	18.1506	37.7748	北京三所，1988	沈湘元，毕承思
中新生代大陆火成岩变化范围（163 个样品统计）		14.90—16.19	15.12—20.22	36.13—40.14	据 B. R. Doe，1970	

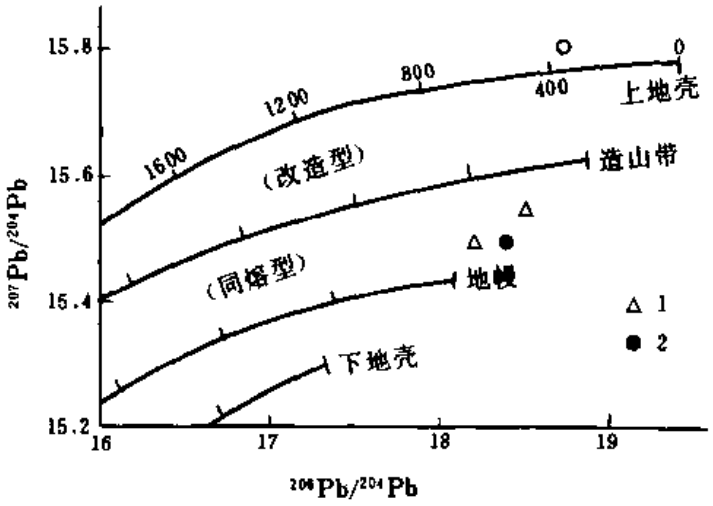


图 2　$^{207}Pb/^{204}Pb$ 对 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解

Fig. 2　Diagram of $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$

1—萨北锡矿钠闪石花岗岩中钾长石；2—贝勒锡矿黑云母钾长花岗岩中钾长石

（据 B. R. Doe & R. E. Zartman，1979）

此外，从所测钾长石铅同位素组成看，略高于中新生代大陆火成岩的铅同位素组成的平均值[12]，这显示本区含锡花岗岩具放射成因铅的相对富集，进而证明其物源中存在较强的后期壳源混染，从而导致岩石成因类型的过渡。

2. 氢氧同位素地球化学

研究含锡花岗岩的物质来源，必然涉及到成矿溶液的来源问题，因而它能从一个方面反映岩石物源的演化。

据前人研究认为，成矿溶液可来自热卤水、雨水、海水、变质水、岩浆水或者它们之间不同比例的混合水。不同来源的水在氢氧同位素组成上具有一定差异。根据表 3 所列的两锡矿区含锡矿脉中的石英的包裹体中水的氢同位素和石英氧同位素，结合其均一温度，求算出成矿流体水的氧同位素（表 3 中 * 数据），最后将石英的包裹体中水的氢氧同位素组成投于图 3 表明：两矿区石英均位于正常岩浆水左下侧附近，而萨北锡矿区有一个点落在正常岩浆水区内。这证明锡成矿溶液以岩浆水为主，有部分大气降水加入，而萨北锡矿成矿溶液混染的大气降水较贝勒锡矿少一些。从这点也相应表明，本区含锡花岗岩物源具由幔源向壳源混染的过渡变化，而贝勒锡矿黑云母钾长花岗岩的壳源物质较萨北锡矿钠闪石花岗岩多一些，

与图 2 结果形成呼应。

表 3　贝勒锡矿与萨北锡矿石英的氢氧同位素组成

Table 3　Hydrogen－oxygen isotope composition of quartz from tin－mines in Beilekuduke and in north Sareshike

矿区	样号	采样位置	$\delta^{18}O$(‰)	δD_{H_2O}(‰)	均一温度(℃)	$\delta^{18}O_{H_2O}$(‰)	备注
贝勒锡矿	6K-4	4 号矿体富石英云英岩	+11.90	−91.80	280	+4.22	1. 由宜昌地矿所测试，1988 2. 采样人为沈湘元、毕承思 3. 有关计算由毕承思完成
	6K-15-1	15 号矿体富石英云英岩	+11.11	−91.60	315	+4.66	
	6K-1-1	1 号矿体富石英云英岩	+12.72		300	+5.77	
萨北锡矿	6Hy-61	9 号矿体富锡石石英脉	+10.50	−77.00	370	+5.60	
	6Hy-63	5 号矿体富锡石石英脉	+10.41	−83.80	328	+1.37	

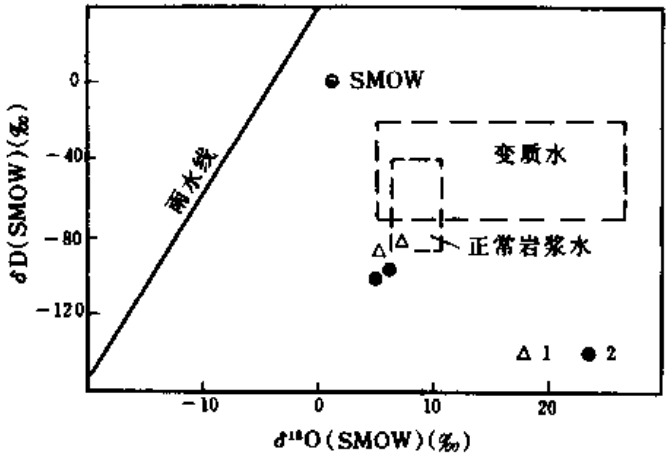


图 3　不同来源水的氢氧同位素组成图解

Fig. 3　Diagram of Hydrogen－oxygen isotope composition of water of different genesis

1—萨北锡矿石英脉中石英；2—贝勒锡矿云英岩脉石英　(据 S. M. F. Sheppard，1977)

表 4　研究区含锡花岗岩全岩氧同位素测定结果

Table 4　The results of whole－rock oxygen isotope determination of tin－bearing granites in the west area of east Junggar

样号	岩体和岩性	$\delta^{18}O$(‰)	测试单位、时间	采样人
O-4-1	苏吉泉黑云母花岗岩	11.41	地矿部矿床所，1987	田慧新、刘显凡
O-4-2	贝勒锡矿黑云母钾长花岗岩	10.03	地矿部矿床所，1987	田慧新、刘显凡
L-17	贝勒锡矿蚀变花岗岩	8.78	地矿部矿床所，1987	沈湘元、毕承思
L-23	贝勒锡矿黑云母钾长花岗岩	10.35	地矿部矿床所，1987	沈湘元、毕承思
R-1	萨北锡矿钠闪石花岗岩	5.40	地矿部矿床所，1988	沈湘元、毕承思
R-9	萨北锡矿钠闪石花岗岩	6.70	地矿部矿床所，1988	田慧新、刘显凡

全岩氧同位素能有效地确定成分不同或成分相似的花岗岩类的物源。表 4 数据表明：

(1)苏吉泉黑云母花岗岩 $\delta^{18}O$ 值最高，其形成可能与富 ^{18}O 的围岩通过构造深熔形成富 ^{18}O 的岩浆或者同位素组成正常的岩浆和富 ^{18}O 的流动性物质混染有关。

(2)贝勒锡矿黑云母钾长花岗岩 $\delta^{18}O$ 值的平均值为 10.19‰，其中蚀变花岗岩由于受到明显大气降水加入的热液蚀变作用而使 $\delta^{18}O$ 值降低至小于 10‰。从平均值看，属于泰勒(1977)划分的正常花岗岩，其共生矿物对之间达到了氧同位素平衡，这只有在幔源与壳源经

过充分混染和平衡部分熔融岩浆分异才能实现，其最后结晶温度较低。

(3)萨北锡矿钠闪石花岗岩 $\delta^{18}O$ 值明显较低，结合其岩性可能表明：该岩石在两陆壳碰撞带的张性环境中，来自地幔的岩浆在亚固态条件下与贫 ^{18}O 的流体发生氧同位素交换，这种流体一般是岩浆期后富含碱质和挥发份，能导致岩石发生钾化和钠化的残浆，因而该岩石物质来源于下地幔，形成于非造山环境，但后期与地壳平衡部分熔融的残浆发生一定程度的混染和分异交代而出现改造过渡的性质。

3. 锶同位素地球化学

一般认为，花岗岩的锶同位素组成变化范围很大，分散在 0.7000—0.7370 之间，这种变化与其成因有关。根据 Rb 和 Sr 的地球化学性质，随岩浆分异演化，与壳源关系密切的岩石含放射成因锶增多，从而使锶的初始比值增大[1]。可见，锶的初始比值由低至高的变化可反映岩石物源由地幔到地壳的变化。

L. Briqueu 和 J. R. Lancelot(1979)[4]认为，通过 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 和 $1/^{86}Sr$ 作图，不仅可判断岩石形成过程中是否发生过放射成因锶混染，而且还可确定这种混染作用是发生在岩浆结晶之前，还是在岩浆结晶演化的早期或晚期，混染作用是连续的还是不连续的。根据表 5 和表 6 数据作出图 4，可获得如下认识：

表 5 全岩和单矿物 Rb-Sr 同位素测定结果

Table 5 The results of Rb-Sr isotope determination of whole-rock and single mineral

样号	岩体和岩性	测试对象	$^{87}Rb/(\mu mol/g)$	$^{86}Sr/(\mu mol/g)$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Sr-1	老鸦泉黑云母花岗岩	全岩	1.5946	0.0356	44.7702	0.8804
Sr-2	贝勒锡矿黑云母花岗岩	钾长石	2.1623	8.6380×10^{-3}	250.3246	1.6072
Sr-3	黄羊山钠铁闪石花岗岩	全岩	0.4402	0.0158	27.8937	0.8059
Sr-4	苏吉泉黑云母花岗岩	全岩	0.6218	0.0157	39.4923	0.7774
Sr-5	红土井子黑云母花岗岩	全岩	0.4443	0.0436	10.1856	0.7483
Sr-6	巴勒巴朵安碱性角闪石花岗岩	全岩	0.3471	9.0810×10^{-3}	38.2234	0.8471

注：1. 由成都地质学院测试中心同位素研究室测定，1987—1988；

2. 样品由田慧新、刘显凡采集，1987。

表 6 萨惹什克北锡矿钠闪石花岗岩 Rb-Sr 同位素测定结果

Table 6 The results of Rb-Sr isotope determination of riebeckite granite from tin-mine in north Sareshike

样号	点样号	$Rb(10^{-6})$	$Sr(10^{-6})$	Rb/Sr	$Rb/^{86}Sr$	$Sr/^{86}Sr$	备注
Sr-3-8	R-4	184.5	7.9	23.40	70.2453	1.1689	测试单位、时间和采样人同表 7 中相应样号
	R-5	205.0	6.3	32.50	99.5549	1.2263	
	R-6	178.6	18.3	9.8	28.9082	0.9701	
Sr-2-8	R-1	207.8	12.8	16.2	47.8462	0.8856	
	R-2	175.0	36.4	4.8	14.0280	0.7906	
	R-3	260.0	5.2	50.2	152.7928	1.3103	
	R-7	173.3	10.1	17.2	50.8600	0.9208	
	R-8	169.3	14.8	11.4	33.4597	0.8541	

(1)5,6,7,8,9 号点的分布近似呈斜率为零的直线，且这些岩石在阶段划分(表 1)中均属早期阶段或侵入次，从而表明本区含锡花岗岩在岩浆演化的早期基本未发生或仅有很少放射成因锶混染。

(2)1,2,3,4 号点的分布表现出样品的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 与 $1/^{86}Sr$ 呈明显正相关，这些岩石均属晚期阶段或侵入次(表 1)，说明在岩浆分异演化的晚期发生了明显放射成因锶混染。

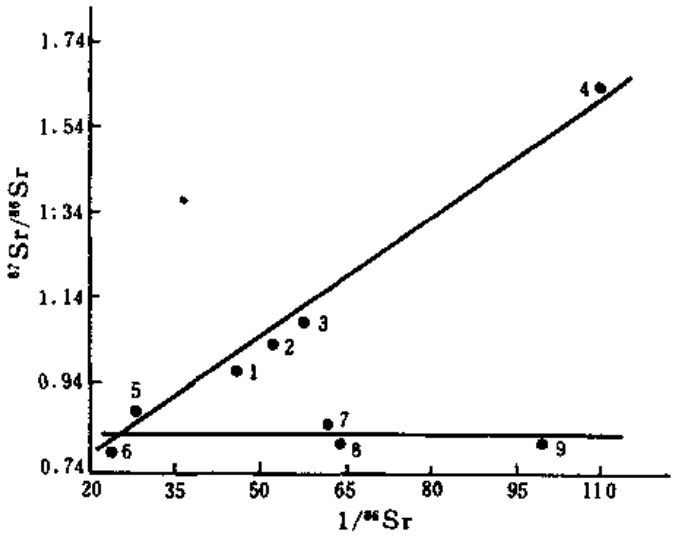


图 4 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 对 $1/^{86}Sr$ 演化图(据 L. Briqueu & J. R. Lancelot, 1979)

Fig. 4 The $^{87}Sr/^{86}Sr-1/^{86}Sr$ evolution curve

1,2,3—萨北岩体；4 贝勒岩体；5—老鸦泉岩体；6—红土井子岩体；7—黄羊山岩体；8—苏吉泉岩体；9—巴勒巴朵安岩体

(3)从混染线附近的投点分布看，随岩浆分异演化，黑云母花岗岩类除苏吉泉岩体外，主体具放射成因锶的连续混染，表明苏吉泉岩体与贝勒岩体之间在分异过程中发展了各自的特殊性，这与前述氧同位素特征分析形成呼应。然而，碱性角闪石花岗岩类则表现出放射成因锶的不连续选择性混染，但萨北锡矿钠闪石花岗岩与早期和晚期黑云母花岗岩的放射成因锶连续混染关系表明了由亚碱性黑云母花岗岩类到碱性角闪石花岗岩类的同源岩浆演化序列。

(4)由老鸦泉-红土井子岩体与贝勒岩体间放射成因锶的连续混染关系，结合图 4 中前者的深部物源显示，表明含锡黑云母花岗岩类的成矿物源较深。

(5)从两锡矿区岩石具显著放射成因锶混染，进一步证明了锡矿化是随来自地幔的岩浆受到地壳物质的混染增多而加强的。

由表 6 数据给出两条 Rb-Sr 等时线(图 5)，表现为距锡矿体越近，岩石的锶初始比值变小，且近矿等时线较远矿等时线相对靠近地幔理论值。这表明，含锡钠闪石花岗岩在其分异演化的进程中，随地幔物质与地壳物质的混染改造，放射成因锶的不连续选择性混染增多，初始锶比值增大，而这又进一步促使锡矿化物质的分异，导致地幔物质的相对富集，因而近矿等时线较远矿等时线的初始锶比值下降。尽管单从两者初始锶比值的大小看，已具强烈的壳源物质混染和碱质交代蚀变，但从两者的初始锶比值变化差异证明：碱性角闪石花岗岩类锡矿化的主要物质来源是深部的。

表 8 列出本区主要含锡花岗岩类的 Rb-Sr 模式计算数据。该表的计算思路是：根据 13

件(18 点)锆石 U-Pb 年龄和 5 件(22 点)Rb-Sr 等时线年龄测定,结合期次划分讨论(刘显凡等,1991)[2]。确定各岩体的模式年龄范围(表 8),然后根据表 5,6,7 中所列相应 Rb、Sr 同位素测定比值的平均值(表 8)代入 Rb-Sr 模式年龄计算公式即可求出相应于模式年龄范围的锶的初始比值变化范围(表 8),再将初始比值变化范围计算结果投于图 6,可得出如下几点认识:

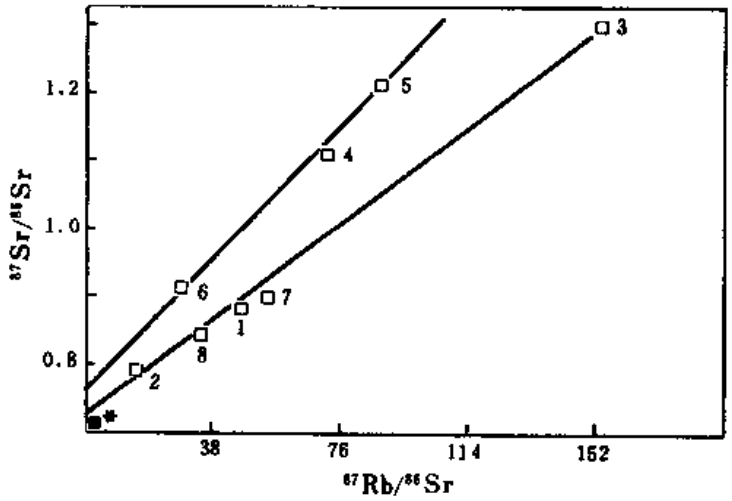


图 5 萨北锡矿钠闪石花岗岩 Rb-Sr 等时线图

Fig. 5 Diagram of Rb-Sr isochron in riebeckite granite in tin—mine of north Sareshike

$N=3$(远矿花岗岩样品,4,5,6 号点);$b=0.00416\pm0.00041$;$a=0.8764\pm0.01893$;$T=260.0\pm28.85$Ma;$R=0.9779$;
$N=5$(近矿花岗岩样品,1,2,3,7,8 号点);$a=0.72478$;$b=0.00351\pm0.00022$;$T=267.0\pm15.70$Ma;$R=0.9981$

* 点为平均地幔理论值(查得曼,1984) 图中点号对应于表 6 中点样号数码; 本资料由毕承思、沈湘元提供

表 7 Rb-Sr 等时线测定结果

Table 7 The results of Rb-Sr isochron determination

样号	岩体和岩性	等时线组成	初始比	年龄(Ma)	测试单位、时间	采样人
820K161	苏吉泉黑云母花岗岩	6 件全岩	0.7077	336.5	青海所,1983	新疆区调队
820K162	黄羊山钠铁闪石花岗岩	3 件全岩	0.7000	358.6	青海所,1983	新疆区调队
Sr-1-7	贝勒锡矿黑云母花岗岩	5 件全岩	0.7195	287.0	北京三所,1987	田慧新、刘显凡
Sr-2-8	萨北锡矿近矿钠闪石花岗岩	5 件全岩	0.7248	267.0	北京三所,1988	毕承思、田慧新
Sr-3-8	萨北锡矿远矿钠闪石花岗岩	3 件全岩	0.8764	260.0	北京三所,1988	毕承思、田慧新

表 8 Rb-Sr 模式计算数据结果

Table 8 The results of Rb-Sr pattern computation

样号	岩体和岩性	测试对象	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	年龄范围(Ma)
Sr-1	老鸦泉黑云母花岗岩	全岩	44.7702	0.8804	0.7084—0.7021	270—280
Sr-2	贝勒锡矿黑云母花岗岩	钾长石	250.3246	1.6072	0.7313—0.7134	246—251
Sr-3	黄羊山钠铁闪石花岗岩	全岩	41.1372	0.9100	0.7285—0.7226	310—320
Sr-4	苏吉泉黑云母花岗岩	全岩	38.3441	0.8914	0.7277—0.7222	300—310
Sr-5	红土井子黑云母花岗岩	全岩	10.1856	0.7483	0.7048—0.7019	300—320
Sr-6	巴勒巴朵安碱性角闪石花岗岩	全岩	38.2234	0.8471	0.7057—0.7003	260—270
Sr-8	萨北锡矿钠闪石花岗岩	全岩	63.0167	1.0370	0.8129—0.7995	250—265

①黑云母花岗岩类初始锶比值从 0.7019—0.7313，位于深源区和大陆壳增长线附近，反映其物源由地幔到地壳的演化过渡。

②碱性角闪石花岗岩类初始锶比值从 0.7003—0.8129，比黑云母花岗岩类该值的变化范围更大。其中碱性角闪石花岗岩位于深源区（玄武岩源区），钠铁闪石花岗岩位于大陆壳增长线附近，而钠闪石花岗岩位于改造型区且明显高出大陆壳增长线，这表明它们三者在同源演化的过程中，物源的深度由深至浅，壳幔混染和碱性程度由弱至强，由此引起角闪石种类的相应变化。

③结合岩石含锡品位的测定发现（刘显凡等，1990）[3]，随着初始锶比值的增大，物源中壳源物质混染加强，岩石的含锡品位提高，这表明锡矿化是伴随着幔源与壳源的混染复合，同时伴随岩浆期后碱质和挥发份的交代蚀变进行的。

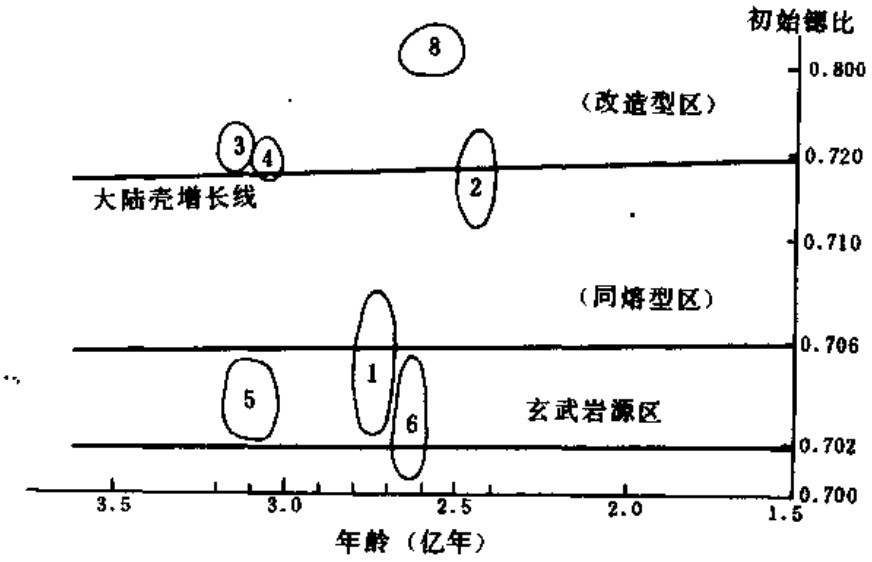


图 6　上地幔与大陆壳锶的演化模式图

（据徐克勤等，1982）

Fig. 6　The $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ evolution curve of the mantle and the crust

（各区域数码对应于表 8 中样号数码）

（二）岩石成因类型探讨

对花岗岩的成因类型划分，目前人们经常采用的是 Chappell 等提出的 I、S 和 A 型以及徐克勤等提出的同熔型、改造型和幔源型，且不少研究者常把两种划分作相应对等。笔者认为这是不妥的。因为两者划分从定义、物质成分、形成方式和成因环境都存在一定差异（刘显凡等，1991）。因此，笔者认为，在研究中若沿用这两类划分，应视具体情况具体分析和应用，联系两类划分之间的差别作通盘考虑，贯通运用，以期更为准确地反映花岗岩带中不同岩体在成因特点上的差别及其成因变化规律。

基于前述分析和讨论，尤其对岩石物质来源的探讨，为本区含锡花岗岩的成因类型划分提供了可靠依据，分述如下：

1. 锶同位素地球化学依据

由两类含锡花岗岩的锶的初始比值变化决定了它们的成因类型必然随其物源的演变而发生相应的过渡变化。

对于碱性角闪石花岗岩类，图 4 表现了其三类岩石的放射成因锶的不连续选择性混染；图 5 表现了该类岩石物源的深源性；而图 6 则表现了其三类岩石物源深度和演变的差异性。结合锆石群特征分析（刘显凡等，1990）认为：巴勒巴朵安岩体角闪石花岗岩在演变过程中具有由 I 型向 A 型花岗岩过渡的特点，黄羊山岩体钠铁闪石花岗岩大致相当于 A 型花岗岩，而萨北岩体钠闪石花岗岩则具有 A 型向改造型过渡的特点。对于黑云母花岗岩类，图 4 表现了它们放射成因锶的连续混染，而图 6 的投点分布分别位于玄武岩区和大陆壳增长线附近及以上，但徐克勤的同熔型花岗岩应主要分布在上述两者之间，这说明本区含锡黑云母花岗岩类不是典型的同熔型，且深源向浅源过渡，浅源混染深源，证明了它们成因类型的过渡性。

2. 铅同位素地球化学依据

从图 2 投点分布看，钠闪石-钠铁闪石花岗岩的分布相当于华南同熔型花岗岩，但它以其岩性特点不可能属同熔型，而应属 A 型，投点分布可能表现其物源较深，这与 A 型的物源较深并不矛盾，再据前述该岩石的物源和演化序列讨论，其成因类型应具 A 型向改造型的过渡性质；黑云母花岗岩类一个样分布在华南同熔型花岗岩区，另一个样分布在华南改造型花岗岩区，表明它既不是典型的同熔型，也不是典型的改造型，因而应属两者的过渡类型。这些都与锶同位素地球化学依据相呼应。

3. 氧同位素地球化学依据

将表 4 数据结合全岩 SiO_2 含量投于图 7 看出：

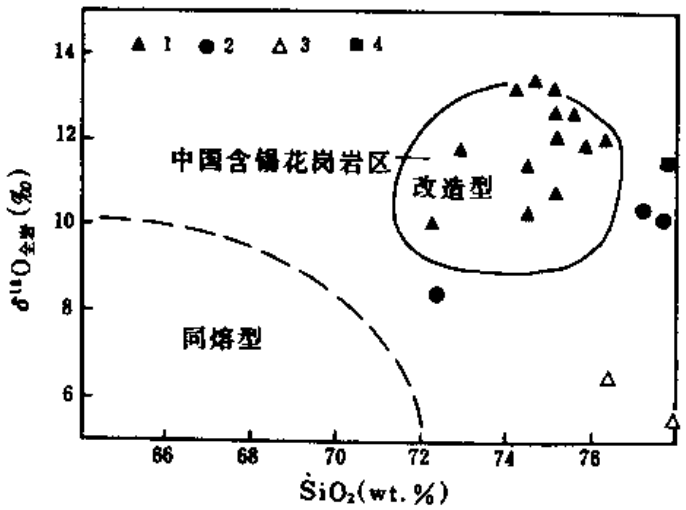


图 7　全岩 $\delta^{18}O$ 对 SiO_2 图解（据 S. Harmon，1984 & 毛景文等，1988）

Fig. 7　Diagram $\delta^{18}O$-SiO_2 of whole-rock

1—中国主要含锡花岗岩；2—贝勒锡矿黑云母钾长花岗岩；3—萨北锡矿钠闪石花岗岩；4—苏吉泉黑云母花岗岩

本区含锡花岗岩均位于改造型区，但在已知中国含锡花岗岩区之外。这表明，本区含锡花岗岩不是同熔型，也与已知中国含锡花岗岩的改造型特征有所区别，结合前述物源特征分析，它们的成因类型显然具有过渡性质，其中黑云母花岗岩类比较靠近已知中国含锡花岗岩区，因而应属同熔型向改造型的过渡类型；萨北锡矿钠闪石花岗岩因与碱性（A 型）花岗岩有关而位于图中右下方，这个范围可能是 A 型向改造型过渡的区域。含锡碱性花岗岩的发现在国内尚属首次，还需作进一步研究。此外，也表明中国含锡黑云母花岗岩区的范围还可扩大。

四、结　　论

1. 本区含锡花岗岩随岩浆分异演化，其锶的初始比值和铅同位素比值均表现由低到高变化，表明其物源均与幔源有关，其后具明显壳源混染，进而伴随交代蚀变和岩石碱度的增强，为后期锡矿化创造了物源和富集条件。

2. 本区含锡花岗岩的成因类型决定于岩石自身的性质和其物源的壳幔混染程度。由图7可以看出，无论是黑云母花岗岩类还是碱性角闪石花岗岩类，锡矿化程度越高者，其壳源混染越显著，成因类型上向改造型过渡的特征越明显。对于黑云母花岗岩类，则主要表现为同熔型向改造型过渡；对于碱性角闪石花岗岩类，则主要体现A型特征，但由角闪石花岗岩→钠铁闪石花岗岩→钠闪石花岗岩，锡矿化程度由弱→强，结合图6分析看出，它们的物源深度由深→浅。因此，角闪石花岗岩明显具有I型向A型的过渡特征，钠铁闪石花岗岩部分具同熔型过渡特征，而钠闪石花岗岩则明显具A型向改造型的过渡特征。

3. 在岩石的分异演化过程中，两类含锡花岗岩的氧同位素组成发生分化，黑云母花岗岩类向高^{18}O演化，而碱性角闪石花岗岩类向低^{18}O演化。这种氧同位素分化正是岩浆分异演化过程壳幔物源混染和晚期岩浆低温热液蚀变作用在不同岩性上的表现。

上述结论与岩石地球化学特征和锆石形态标型特征研究结论完全吻合（刘显凡等，1990）。

本文采用了科研队部分同志的原始资料，并得到田慧新副教授的关心、支持和指导，在此一并表示衷心感谢！

主要参考文献

[1]深渭洲等，稳定同位素地质，原子能出版社，1987。

[2]刘显凡，田慧新，新疆东准噶尔西部花岗岩带的岩石成因探讨，成都地质学院学报，1991，第3期，P27—37。

[3]刘显凡，卢秋霞，新疆东准噶尔锡矿成矿带锆石形态标型特征与含矿性关系及成因意义，地质出版社，新疆地质科学，第二辑，1990，P114—127。

[4] Briqueu, L. & Lancelot, J. R., 1979, Rb—Sr Systematics and Crustal Contamination Models for Calc—alkaline Igneous Rocks, Earth Planet Sci. Lett. Vol. 43, P385.

ISOTOPE GEOCHEMICAL STUDIES ON TIN-BEARING GRANITE ROCK BELT IN WEST PART OF EASTERN JUNGGAR, XINJIANG

Lu Qiuxia and *Liu Xianfan*

(*Chengdu Institute of Technology*)

Abstract

This paper has discussed the material source and its genetic type of tin-bearing granite through the researches of whole-rock and single-mineral Rb-Sr isotope composition, hydrogen —oxygen isotope composition, and lead isotope composition. The results of these studies have revealed that material source is from the comprehensive activity of mantle and crust; along with the hybridization of material source, the genetic type transforms from I-type, anatectic type, A-type, to reform-type; as the hybridization strengthens, the genetic type becomes more closer to reform-type, and consequently the tin-metallization becomes more obvious.

新疆北部勘查地球化学系列丰度值——岩石测量

杜 佩 轩

（陕西地球物理地球化学勘查院）

在国家305项目V_{5-1}课题[1]实施中，笔者提出了勘查地球化学系列丰度值的概念，并建立了新疆北部勘查地球化学系列丰度值试验研究系统。利用区域地球化学勘查测量所采集的不同地质单元的3800个岩石样品，定量分析39种元素，获高精度分析数据约12万个。统计了新疆北部7个地层、6类岩体、十多个参数。现将部分公诸于世，供地学行业研究新疆北部地质、地球化学、矿产、构造等问题，以及环境、农业、卫生等部门广泛使用。

一、定义与内容

所谓勘查地球化学系列丰度值，亦即利用区域地球化学勘查定量分析数据（39种元素或更多元素），统计计算各方法、各区域、各地质单元中各元素的平均值，以及由此而计算的各种地球化学参数值。

勘查地球化学系列丰度值包括两部分内容，一部分为丰度值系列，另一部分为统计计算参数系列。就测量方法而言包括岩石地球化学测量、岩屑地球化学测量、水系沉积物地球化学测量、土壤地球化学测量等；就地域而言包括新疆北部、天山、阿勒泰、东准噶尔、西准噶尔等地区；就地质单元而言包括不同景观区、构造单元、地质单元等。

详细统计计算单元，详见统计组合单元树枝图。

二、公式与方法

（一）公式

1. 基本参数

$$\text{平均值 } (\bar{X}) = \sum_{i=1}^{n} X_i / n$$

X_i：分析数据

n：样本

[1] 杜佩轩 1990 “北疆各成矿区带地球化学系列编图及地球化学特征研究”国家305项目办公室资料

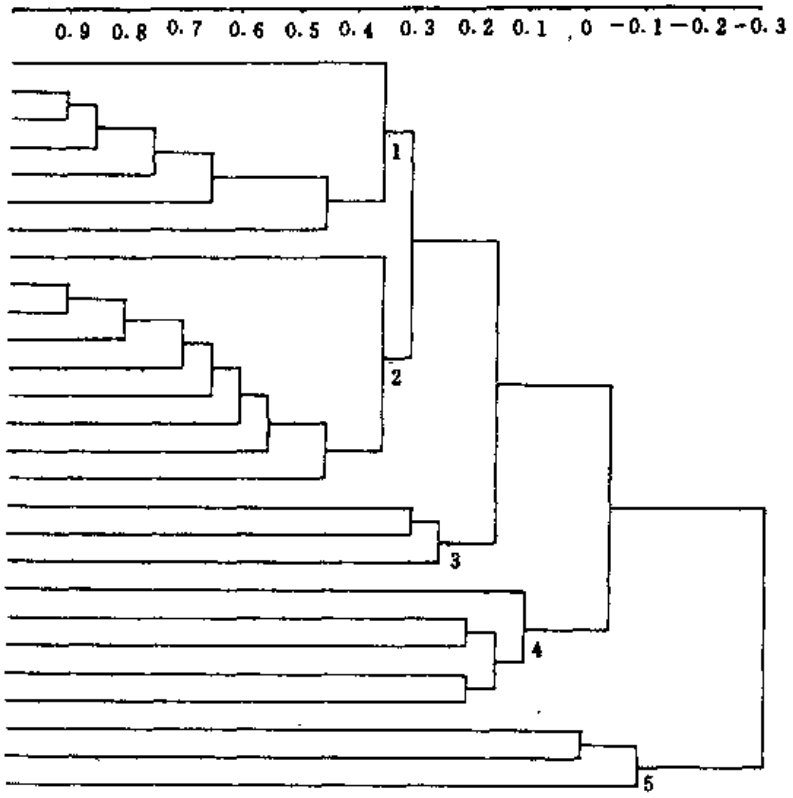


图 1　新疆北部地区统计组合单元树枝图

Fig. 1　Dendritic graph of statistic assemblage units in northern Xinjiang

1—地层、岩性、组、群、统、系、界；2—岩浆岩、超基性岩、基性岩、中性岩、中酸性岩、酸性岩、次、亚次、期；3—构造单元、地质单元、景观区；4—北疆区、西天山区、阿勒泰区、东准噶尔区、西准噶尔区；5—岩石测量、岩屑测量、水系沉积物测量

$$\text{标准离差}(S)=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(X_i-\bar{X})^2}{n-1}}$$

$$\text{变异系数}(Cv)=\frac{S}{\bar{X}}$$

除此之外，还统计样本数(n)、极大值(max)、极小值(min)等(表中所列值为“迭代剔除”后值)。

2. 评价参数

浓度克拉克值(ND)：一般指平均值与克拉克值的比值，此次计算使用黎彤先生 1981 年发表的克拉克值。

$$\text{浓度克拉克值}(\mathrm{ND})=\frac{X_i}{\mathrm{Li}k}$$

X_i：统计单元丰度值

Lik：黎彤克拉克值

浓集值(NJ)：该值为笔者 1982 年提出，其含意为平均值与边界品位之比值。近 10 年来，用于异常评价、矿区评价、区域成矿远景评价，效果较好。

对贝勒库都克锡砷矿床的早期矿致异常的推断，就是依据浓集值。

$$浓集值(NJ)=\frac{\overline{X}_i}{P}$$

P:工业边界品位

富集值(FJ):以往,富集值指浓度克拉克值。由于克拉克值和我国实际背景相差甚远,故而谢学锦教授提出了"中国丰度",建立与中国实际相吻合的中国丰度值系统,并提出了富集值,即小单元平均值与大单元平均值之比。

$$富集值\ (FJ)=\frac{\overline{X}_{i1}}{\overline{X}_{i2}}$$

$\overline{X}_{i1}$:小单元平均值

X_{i2}:大单元平均值

叠加值(DJ):极值剔除前平均值和剔除后平均值比较,乘以剔除掉的高点数,以衡量高值复合程度,其值越高成矿可能性越大。

$$叠加值(DJ)=\frac{\overline{X}_{i1}}{\overline{X}_{i2}}\cdot TG$$

$\overline{X}_{i1}$:剔除前平均值

$\overline{X}_{i2}$:剔除后平均值

TG:剔除高点数

评价参数还包括剔除高值点数(TG)、剔除低值点数(TD)迭代剔除次数(DN)、高值率(GN%)等

(二)方法

1. 数据整理:野外勘查所提供的数据为不同分析单位完成,除评估数据分析质量外,还要统一含量单位,制做电算入库数据表。

2. 暗码编制:此次统计设计了五位级编码,按不同地区、地层为图幅(地层、系、统、组),岩体为图幅(岩类、期、次、岩体)。所要统计内容可以根据需要录入,将所编暗码列入数据表最后一列。

3. 数据输入:拟编数据文件,输入数据,对数据做200%校对,输入误点不得超过一个数量级,误点量<1%。

4. 迭代剔除:在计算平均值时,尚需进行"迭代剔除",剔除掉>($\overline{X}+2.5S$)的高值点和<($\overline{X}-2.5S$)的低值点。

5. 程序编辑:根据涉及内容和方法编辑程序。

6. 统计计算:程序调试通后,编制电算方案表。向计算员提供统计内容暗码表,提出打印格式、份数等要求。

三、新疆北部岩石测量系列丰度值

本文发表新疆北部地区岩石测量勘查地球化学系列丰度值,包括新疆北部地区全域、地层、奥陶系—侏罗系8种地层超基性—酸性6大岩浆岩类,共计14张表。

在表中:

含量单位:Au、Ag、Hg为10^{-9};Al_2O_3、CaO、TFe(全铁)、K_2O、MgO、Na_2O、SiO_2为10^{-2};

其余元素为 10^{-6}。

n：迭代剔除后样本数。

$\bar{X}$：平均值。

S：标准离差。

Cv：变异系数。

max：剔除后极大值。

min：剔除后极小值。

ND：浓度克拉克值。

NJ：浓集值。

FJ：富集值。

DJ：叠加值。

TG：剔除高点数。

TD：剔除低点数。

DN：迭代剔除次数。

GN%：高值率。

1. 新疆北部地区(全域)勘查地球化学系列丰度值表(表 1)。
2. 新疆北部地层勘查地球化学系列丰度值表(表 2)。
3. 新疆北部奥陶系勘查地球化学系列丰度值表(表 3)。
4. 新疆北部志留系勘查地球化学系列丰度值表(表 4)。
5. 新疆北部泥盆系勘查地球化学系列丰度值表(表 5)。
6. 新疆北部石炭系勘查地球化学系列丰度值表(表 6)。
7. 新疆北部二叠系勘查地球化学系列丰度值表(表 7)。
8. 新疆北部侏罗系勘查地球化学系列丰度值表(表 8)。
9. 新疆北部超基性岩体勘查地球化学系列丰度值表(表 9)。
10. 新疆北部基性岩体勘查地球化学系列丰度值表(表 10)。
11. 新疆北部碱性岩体勘查地球化学系列丰度值表(表 11)。
12. 新疆北部中性岩体勘查地球化学系列丰度值表(表 12)。
13. 新疆北部中酸性岩体勘查地球化学系列丰度值表(表 13)。
14. 新疆北部酸性岩体勘查地球化学系列丰度值表(表 14)。

结　　语

岩石测量勘查地球化学系列丰度值，属新疆北部地区勘查地球化学系列丰度值研究系统的一部分。诸如水系沉积物测量、岩屑测量，以及岩石测量的阿勒泰、东一西准噶尔、西天山等，尚在研究探讨中。相信新疆北部勘查地球化学系列丰度值一书，即将问世。它将详细阐述新疆北部丰度值系列，以及各种测量方法间丰度偏倚系数，供各种研究及各行业广泛使用。

表 1　新疆北部地区(全域)勘查地球化学系列丰度值

Table 1　Geochemical prospecting series abundance values in northern Xinjiang area

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	3505	3389	3186	3264	3015	3096	3553	3175	3013	3537	3324	2865	3310	3616	3678	3097	3759	3516	3493	3330
X	58.68	13.71	3.71	0.54	13.03	412.99	1.57	0.12	2.11	0.08	9.64	23.30	22.75	430	4.93	10.3	2.22	23.6	18.7	1.71
S	25.23	2.24	2.51	0.28	9.21	247	0.74	0.06	1.44	0.04	6.18	17.9	16.18	196	2.77	6.32	1.41	10.5	11.11	1.2
C_V	0.43	0.16	0.67	0.52	0.71	0.6	0.47	0.55	0.69	0.52	0.64	0.77	0.71	0.46	0.56	0.61	0.64	0.44	0.59	0.7
max	121	19.27	10	1.22	36	1030	3.4	0.27	5.71	0.18	25.1	68	63	920	11.83	26	5.7	49.8	46.4	4.7
min	0.1	8.14	0.01	0.08	0.1	0.1	0.01	0	0.03	0	0.1	0	0.03	22	0.02	1	0.01	0.3	0.1	0.01
ND	0.78	1.65	1.7	0.15	1.63	1.06	1.2	0.58	0.41	0.52	0.39	0.21	0.36	0.96	0.85	0.12	1.3	0.61	0.89	0.61
NJ · 10^{-3}	0.59	249.2	0.07	0.18	0.65	0.83	1.96	0.02	42.1	0.79	32.2	0.29	5.69	1.43	197.2	0.01	369.2	1.18	2.34	41.6
FJ	0.78	1.65	1.7	0.15	1.63	1.06	1.2	0.58	0.41	0.52	0.39	0.21	0.36	0.96	0.85	0.12	1.3	0.61	0.89	0.61
DJ	591	40	1722	4823	2242	257	292	1539	1787	363	696	3354	1828	211	140	1982	47	337	387	752
TG	300	43	619	541	790	209	252	630	792	268	481	940	495	189	127	708	46	289	312	475
TD	0	373	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	7	9	12	9	13	8	5	10	17	5	10	19	14	6	6	10	5	7	9	9
GN%	7.88	1.13	16.27	14.22	20.76	5.49	6.62	16.56	20.81	7.04	12.64	24.7	13.01	4.97	3.34	18.61	1.21	7.6	8.2	12.48

续表 1

元素 / 项目	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	3625	3286	3763	3556	2896	3272	3445	3191	3519	3371	3394	3523	3588	3445	3556	3200	3595	3691	3532
X	711	0.5	3.3	8.92	12.11	640	11.43	0.29	63.87	1.81	221.97	7.83	3465	1.75	82.15	0.72	20.96	65.01	143.68
S	377	0.28	1.44	3.8	8.65	355.1	5.09	0.17	9.64	0.89	131.89	4.15	1949	0.66	55.37	0.4	8.52	28.07	66.84
Cv	0.53	0.56	0.44	0.43	0.71	0.56	0.44	0.58	0.15	0.49	0.59	0.53	0.56	0.38	0.67	0.56	0.41	0.43	0.47
max	1650	1.2	6.88	18.4	33.7	1526	24.2	0.7	87.93	4	551.2	18.2	8807	3.4	220	1.73	42.12	135	310
min	10	0.01	0.01	0	0	0	0.06	0	39.8	0.01	2	0.04	19	0.1	0.1	0.02	0.3	0.21	1.02
ND	0.55	0.38	1.44	0.47	0.13	0.53	0.96	0.46	2.37	1.07	0.46	1.35	0.54	1.03	0.59	0.66	0.87	0.69	1.11
$NJ \cdot 10^{-3}$	4.74	0.83	165.1	40.6	4.04	8	1.64	0.02	709.68	0.91	0.89	7.83	2.31	3.5	11.74	0.75	41.92	6.5	898
FJ	0.55	0.38	1.44	0.47	0.13	0.53	0.96	0.46	2.37	1.07	0.46	1.35	0.54	1.03	0.59	0.66	0.87	0.69	1.11
DJ	221	1000	43	281	3070	776	799	1130	38	573	543	329	245	473	291	1044	230	127	314
TG	180	519	42	249	909	533	360	614	39	434	411	282	217	356	249	605	210	114	273
TD	0	0	0	0	0	0	0	0	247	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0
DN	7	8	3	6	15	11	9	12	10	8	13	6	8	6	11	9	5	4	7
GN%	1.73	13.64	1.1	6.54	23.89	14.01	9.46	16.14	1.02	11.41	10.8	7.41	5.7	9.36	6.54	15.9	5.52	3	7.17

注：AuAgHg 为 10^{-9}；氧化物为 10^{-2}；其余元素为 10^{-6}(下同)

表 2　新疆北部地层勘查地球化学系列丰度值

Table 2　Geochemical prospecting series abundance values in the strata of northern Xinjiang

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	2367	2284	2188	2265	2068	2421	2474	2283	2044	2393	2316	2015	2285	2432	2488	2106	2514	2409	2398	2344
X	60.45	13.63	4.58	0.57	15.68	423	1.49	0.13	2.3	0.08	10.36	27.85	25.77	439	5.12	11.5	1.99	22.86	19.71	1.91
S	25.03	2.34	2.95	0.29	10.83	240	0.68	0.07	1.5	0.04	5.99	20.07	16.69	186	2.55	7.52	1.19	9.77	11.08	1.19
Cv	0.41	0.17	0.64	0.52	0.69	0.57	0.46	0.57	0.65	0.5	0.58	0.72	0.65	0.42	0.5	0.65	0.6	0.43	0.56	0.62
max	121	19.47	11.9	1.3	42.7	1016	3.2	0.31	6.01	0.18	25.2	78	67.4	900	11.5	30	4.95	47.2	47.4	4.87
min	0.1	7.81	0.06	0.1	0.1	2	0.01	0	0.03	0	0.10	0.02	0.03	23	0.02	1	0.01	1	0.1	0.01
ND	0.81	1.64	2.08	0.16	1.96	1.08	1.15	0.65	0.44	0.54	0.41	0.25	0.41	0.98	0.88	0.13	1.17	0.59	0.94	0.68
NJ·10^{-4}	0.6	248	0.09	0.19	0.78	0.85	1.87	0.03	46.02	0.81	34.52	0.35	6.41	1.46	205	0.01	332	1.14	2.46	46.49
FJ	1.03	0.99	1.22	1.05	1.2	1.02	0.95	1.08	1.09	1.01	1.07	1.2	1.13	1.02	1.04	1.12	0.9	0.97	1.05	1.11
DJ	476	19	1094	1419	1362	207	117	475	1285	262	347	1151	905	167	105	1037	72	200	220	308
TG	215	20	394	317	514	161	108	299	538	189	266	567	297	150	94	476	68	173	184	238
TD	0	278	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	8	7	11	7	18	6	5	7	15	6	10	19	13	7	10	10	5	5	6	9
GN%	8.33	0.77	15.26	12.28	19.91	6.24	4.18	11.58	20.84	7.32	10.3	21.96	11.5	5.81	3.64	18.44	26.3	6.7	7.13	9.22

续表 2

元素 / 项目	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	2437	2234	2549	2425	1943	2249	2369	2217	2330	2374	2325	2400	2448	2402	2437	2199	2409	2496	2403
$\bar{X}$	754	0.51	3.24	8.77	13.16	669	11.18	0.34	63.22	1.77	242	7.28	3715	1.74	88.34	0.73	20.34	68.46	145
S	367	0.29	1.49	3.69	8.39	343	4.46	0.19	8.58	0.82	133	3.59	1898	0.63	51.67	0.4	7.32	26.98	61.35
Cv	0.49	0.57	0.46	0.42	0.64	0.51	0.4	0.56	0.14	0.46	0.55	0.49	0.51	0.36	0.58	0.54	0.36	0.39	0.42
max	1668	1.23	6.93	18	34.12	1526	22.3	0.81	84.66	3.8	573	16.22	8448	3.3	217.5	1.71	38.6	135	298
min	10	0.02	0.01	0	0.08	0	0.06	0.01	41.8	0.04	3.8	0.04	35	0.19	0.1	0.03	2.28	2.56	1.02
ND	0.58	0.39	1.41	0.46	0.15	0.56	0.93	0.55	2.34	1.04	0.5	1.26	0.58	1.03	0.63	0.67	0.85	0.73	1.11
NJ·10^{-3}	5.02	0.85	162	39.86	4.39	8.37	1.6	0.02	703	0.89	0.97	7.28	248	3.49	12.62	0.77	40.68	6.85	90.55
FJ	1.06	1.02	0.98	0.98	1.09	1.05	0.97	1.17	0.99	0.98	1.09	0.93	1.07	1	1.08	1.02	0.97	1.05	1.01
DJ	186	628	34	178	1416	470	536	619	44	246	329	207	149	222	164	611	188	98	203
TG	145	348	33	157	639	333	213	365	46	208	257	182	134	179	145	383	171	86	179
TD	0	0	0	0	0	0	0	0	206	0	0	0	0	1	0	0	2	0	0
DN	8	7	3	5	17	10	8	10	11	5	11	7	5	6	8	8	8	5	8
GN%	5.62	13.48	1.28	6.08	24.75	12.9	8.25	14.14	1.78	8.06	9.95	7.05	5.19	6.93	5.62	14.83	6.62	3.33	6.93

表 3　新疆北部奥陶系勘查地球化学系列丰度值

Table 3　Geochemical prospecting series abundance values in the Ordovician of northern Xinjiang

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	164	170	132	146	163	163	166	144	124	164	167	166	159	170	170	137	169	156	160	166
X	56.87	12.42	1.61	0.49	28.09	365	1.72	0.16	1.66	0.08	12.89	79.12	21.8	598	5.09	7.06	2.23	27.7	29.72	2.18
S	17.99	5.05	0.73	0.3	21.29	194	0.81	0.09	0.58	0.05	6.74	54.14	13.34	219	2.65	4.15	1.18	6.33	15.9	1.3
Cv	0.32	0.41	0.45	0.62	0.76	0.53	0.47	0.55	0.35	0.62	0.52	0.68	0.61	0.37	0.52	0.59	0.53	0.23	0.53	0.6
max	100	22.68	3.4	1.2	80	825	3.63	0.38	2.86	0.19	29.1	198	52.7	1140	11	14	5.16	43.1	65.3	5.38
min	18	0.62	0.56	0.2	1.32	22.6	0.33	0.01	0.52	0.01	1.6	3.9	0.55	76	0.35	1	0.18	13.1	2	0.18
ND	0.76	1.5	0.73	0.14	3.51	0.94	1.33	0.81	0.32	0.51	0.52	0.72	0.35	1.33	0.88	0.08	1.31	0.71	1.42	0.78
NJ·10^{-3}	0.57	226	0.03	0.16	1.4	0.73	2.16	0.03	33.27	0.76	42.98	0.99	5.45	1.99	203	0.01	371	1.38	3.72	53.26
FJ	0.97	0.91	0.43	0.91	2.16	0.88	1.1	1.34	0.79	0.95	1.34	3.4	0.96	1.39	1.03	0.69	1	1.17	1.59	1.28
DJ	5.14	0	125	43.03	20.18	8.45	4.23	45.45	215	6.93	3.08	4.24	13	0	0	100.1	1.01	11.54	11.94	4.17
TG	5	0	38	24	7	7	4	26	46	6	3	4	11	0	0	33	1	11	10	4
TD	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0
DN	3	0	8	6	4	2	2	7	8	2	1	1	3	0	0	6	1	4	3	2
GN%	2.94	0	22.35	14.12	4.12	4.12	2.35	15.29	27.06	3.53	1.76	2.35	6.47	0	0	19.41	0.59	6.47	5.88	2.35

续表 3

元素 / 项目	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	165	158	164	167	163	164	154	132	138	167	159	165	166	149	165	152	164	163	168
X	663	0.4	2.01	11.59	42.89	939	12.58	0.17	66.04	2.61	192	12.37	3508	1.6	83.95	0.83	16.8	68.43	141
S	334	0.21	1.04	3.97	30.06	637	4.66	0.06	6.56	1.28	64.19	4.93	1852	0.43	45.98	0.56	7.34	23.73	69.42
Cv	0.5	0.54	0.52	0.34	0.7	0.68	0.37	0.38	0.1	0.49	0.33	0.4	0.53	0.27	0.55	0.68	0.44	0.35	0.49
max	1436	0.92	3.76	20.8	113	2400	24	0.33	80.23	5.8	342	23.9	6710	2.66	179	2.11	34.61	127	312
min	121	0.04	0.04	2.8	1	0	5.2	0.01	50.6	0.05	43.9	0.92	115	0.52	7.2	0.05	3.6	17.6	1.02
ND	0.51	0.3	0.87	0.61	0.48	0.78	1.05	0.27	2.45	1.54	0.4	2.13	0.55	0.94	0.6	0.75	0.7	0.73	1.08
$NJ \cdot 10^{-3}$	4.42	0.66	100	52.68	14.3	11.74	1.8	0.01	734	1.31	0.77	12.37	234	3.19	11.99	0.86	33.6	6.84	88.13
FJ	0.93	0.79	0.61	1.3	3.54	1.47	1.1	0.59	1.03	1.44	0.87	1.58	1.01	0.91	1.02	1.15	0.8	1.05	0.98
DJ	5.35	14.39	7.21	1	7.63	6.54	18.72	68.43	0.87	3.12	12.1	5.19	4.17	24.64	5.89	23.8	6.33	6.21	2.03
TG	5	12	6	1	7	6	16	38	1	3	11	5	4	21	5	18	6	6	2
TD	0	0	0	2	0	0	0	0	31	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
DN	2	4	2	3	3	2	4	7	6	2	3	4	2	7	2	5	3	3	2
GN%	2.94	7.06	3.53	0.59	4.12	3.53	9.41	22.35	0.59	1.76	6.47	2.94	2.35	12.35	2.94	10.59	3.53	3.53	1.18

表 4　新疆北部志留系勘查地球化学系列丰度值

Tbale 4　Geochemical prospecting series abundance values in the Silurian of northern Xinjiang

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	253	270	229	239	218	254	262	229	212	227	247	251	240	257	257	206	268	265	257	240
$\bar{X}$	63.29	11.66	4.78	0.6	14.66	451	1.5	0.15	2.04	0.06	9.5	36.85	23.14	429	4.23	6.3	2.14	21.75	18.23	1.9
S	27.32	5.02	3.7	0.36	10.21	285	0.75	0.1	1.36	0.03	6.13	29.83	17.05	192	2.43	4	1.34	10.35	11.11	1.19
Cv	0.43	0.43	0.77	0.6	0.7	0.63	0.5	0.63	0.67	0.53	0.65	0.81	0.74	0.45	0.57	0.64	0.62	0.48	0.61	0.63
max	130	21.01	14	1.5	40	1148	3.24	0.39	5.41	0.13	24.8	105.7	65.7	892	9.56	16	5.15	46.3	45.7	4.86
min	0.12	0.11	0.3	0.18	1	2	0.05	0	0.13	0	0.6	1	1.45	40	0.1	1	0.02	2	0.8	0.01
ND	0.84	1.4	2.17	0.17	1.83	1.16	1.16	0.76	0.39	0.38	0.38	0.33	0.37	0.95	0.73	0.07	1.26	0.56	0..87	0.68
$NJ\cdot10^{-3}$	0.63	212	0.1	0.2	0.73	0.9	1.88	0.03	40.7	0.58	31.67	0.46	5.78	1.43	169	0.01	357	1.09	2.28	46.22
FJ	1.08	0.85	1.28	1.11	1.12	1.09	0.96	1.27	0.96	0.72	0.99	1.58	1.02	1	0.86	0.61	0.97	0.92	0.97	1.11
DJ	23.7	0	66.97	51.2	97.26	18.96	8.57	69.09	194	79.78	27.91	29	50.9	14.51	14.95	169	2.03	5.38	14.45	46.66
TG	17	0	41	31	52	16	8	41	58	43	23	19	30	13	13	64	2	5	13	30
TD	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	4	0	8	5	12	3	3	6	8	6	4	4	8	5	6	9	1	2	3	6
GN%	6.3	0	15.19	11.48	19.26	5.93	2.96	15.19	21.48	15.93	8.52	7.04	11.11	4.81	4.81	23.7	0.74	1.85	4.81	11.11

续表 4

元素 / 项目	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	259	199	268	264	248	254	239	241	225	266	218	266	256	247	261	220	264	247	259
$\bar{X}$	644	0.27	2.96	8.54	18.07	632	12.74	0.37	64.71	2.02	151	8.72	2809	1.87	74.61	0.87	17.94	66.26	131
S	313	0.14	1.67	3.79	12.66	336	5.27	0.22	7.97	0.98	85.91	5	1680	0.78	54.31	0.43	7.98	28.41	63.51
C_V	0.49	0.53	0.56	0.44	0.7	0.53	0.41	0.6	0.12	0.49	0.57	0.57	0.6	0.42	0.73	0.5	0.44	0.43	0.48
max	1400	0.62	6.93	17.4	49.5	1440	25.2	0.91	82.13	4	362	21.2	6763	3.8	207	1.94	37	132	285
min	17.9	0.02	0.01	0.6	0.9	39	0.1	0.03	44.83	0.08	4.73	0.5	35	0.25	1	0.1	1	7	5
ND	0.5	0.21	1.29	0.45	0.2	0.53	1.06	0.59	2.4	1.19	0.31	1.5	0.44	1.1	0.53	0.79	0.75	0.7	1.01
$NJ\cdot10^{-3}$	4.29	0.45	148	38.81	6.02	7.9	1.82	0.02	719	1.01	0.6	8.72	187	3.74	10.66	0.91	35.88	6.63	81.93
FJ	0.91	0.54	0.9	0.96	1.49	0.99	1.11	1.27	1.01	1.12	0.68	1.11	0.81	1.07	0.91	1.21	0.86	1.02	0.91
DJ	11.89	167.66	2.02	6.51	34.87	19.89	41.72	42.86	10.11	4.15	87.39	4.1	16.02	30.85	10.03	78.98	6.38	27.81	11.81
TG	11	71	2	6	22	16	31	29	11	4	52	4	14	23	9	50	6	23	11
TD	0	0	0	0	0	0	0	0	34	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	3	10	1	2	6	4	7	5	5	2	9	2	4	6	2	8	2	5	2
GN%	4.07	26.3	0.74	2.22	8.15	5.93	11.48	10.74	4.07	1.48	19.26	1.48	5.19	8.52	3.33	18.52	2.22	8.52	4.07

表 5　新疆北部泥盆系勘查地球化学系列丰度值

Table 5　Geochemical prospecting series abundance values in the Devonian of northern Xinjiang

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	781	786	737	754	656	811	819	760	695	790	791	627	789	820	833	703	833	797	803	762
$\bar{X}$	59.45	14.08	4.51	0.59	14.56	415	1.51	0.13	2.65	0.08	12.18	27.74	29.87	464	5.59	10.69	1.86	22.58	20.96	2.21
S	25.13	2.06	2.84	0.29	10.22	219	0.64	0.07	1.62	0.04	6.55	18.74	19.8	188	2.48	6.74	1.12	9.68	11.48	1.18
Cv	0.42	0.15	0.63	0.5	0.7	0.53	0.42	0.54	0.61	0.49	0.54	0.68	0.66	0.41	0.44	0.63	0.6	0.43	0.55	0.53
max	121	19.14	11.5	1.3	40	961	3.1	0.31	6.66	0.18	28.4	74	79.2	930	11.77	27	4.65	46.5	49.4	5.13
min	1	8.93	0.06	0.13	0.1	3.2	0.08	0	0.15	0	1	0.02	0.03	29	0.02	1	0.02	1	0.17	0.07
ND	0.79	1.7	2.05	0.17	1.82	1.06	1.16	0.67	0.51	0.55	0.49	0.25	0.47	1.03	0.96	0.12	1.09	0.58	1	0.79
$NJ \cdot 10^{-3}$	0.59	256	0.09	0.2	0.73	0.83	1.88	0.03	53.1	0.82	40.61	0.35	7.47	1.55	224	0.01	310	1.13	2.62	53.95
FJ	1.01	1.03	1.21	1.09	1.12	1	0.96	1.12	1.26	1.03	1.26	1.19	1.31	1.08	1.13	1.04	0.84	0.96	1.12	1.29
DJ	95.52	8.58	481	339	407	49	38.41	169	314	77.05	74.13	483	84.22	38.53	23.36	343	23.4	68	59.4	120
TG	74	9	118	101	199	44	36	95	160	65	64	228	66	35	22	152	22	58	52	93
TD	0	60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	5	4	10	7	20	5	4	8	13	6	4	22	5	4	4	10	4	5	6	9
GN%	8.65	1.05	13.8	11.81	23.27	5.15	4.21	11.11	18.71	7.6	7.4	26.67	7.72	4	2.57	17.78	2.57	6.78	6.08	10.88

续表 5

元素 / 项目	Mn	Mo	Na2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	820	725	845	788	612	762	785	721	806	802	754	803	815	808	819	777	811	824	814
$\bar{X}$	822	0.51	3.3	9.14	12.68	786	10.65	0.35	61.91	1.9	257	7.22	4181	1.74	101.4	0.92	20.87	75.26	151.45
S	353	0.26	1.34	3.68	7.76	377	4.26	0.19	8.64	0.88	129	3.61	1881	0.64	55.48	0.6	7.28	24.68	63.03
Cv	0.43	0.5	0.41	0.4	0.61	0.48	0.4	0.54	0.14	0.46	0.5	0.5	0.45	0.37	0.55	0.65	0.35	0.33	0.42
max	1678	1.1	6.56	18.3	32	1722	21.3	0.82	82.49	4.1	573	16.2	8817	3.3	232	2.4	38.8	133	307
min	10	0.02	0.01	1.3	0.1	71.2	0.6	0.01	10.38	0.1	13.6	0.04	58.3	0.19	1	0.03	4	14	5
ND	0.63	0.39	1.11	0.48	0.14	0.65	0.89	0.56	2.29	1.12	0.54	1.25	0.65	1.02	0.72	0.84	0.87	0.8	1.16
NJ·10^{-3}	3.48	0.85	165	41.5	4.23	9.82	1.52	0.02	688	0.95	1.03	7.22	279	3.48	14.49	0.96	41.74	7.53	94.66
FJ	1.16	1.02	1	1.02	1.05	1.23	0.93	1.21	0.97	1.05	1.16	0.92	1.21	1	1.23	1.28	1	1.16	1.05
DJ	38.2	228	10.2	77.3	549	115	94.19	257	6.84	60.93	126.7	58.4	43.45	56.89	39.19	102.48	46.86	17.32	44.75
TG	35	130	10	67	243	93	70	134	7	53	101	32	40	46	36	78	44	17	41
TD	0	0	0	0	0	0	0	0	12	0	0	0	0	1	0	0	0	14	0
DN	4	8	2	6	13	10	5	12	4	5	11	6	3	6	5	5	11	6	4
GN%	1.09	15.2	1.17	7.84	28.42	10.88	8.19	15.67	0.82	6.2	11.81	6.08	4.68	5.34	4.21	9.12	5.15	1.99	4.8

表 6　新疆北部石炭系勘查地球化学系列丰度值

Table 6　Geochemical prospecting series abundance values in the Carboniferous of northern Xinjiang

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	923	909	841	884	844	944	922	870	831	935	866	819	886	927	955	801	961	902	899	890
$\bar{X}$	64.2	13.35	5.24	0.58	18.16	433.37	1.37	0.12	2.25	0.08	9.28	25.83	27.83	413	5.26	12.57	1.94	21.5	18.28	1.66
S	27.93	2.41	2.96	0.29	12.63	255	0.62	0.06	1.56	0.04	5.61	19.3	17.33	165	2.6	7.9	1.21	8.77	9.42	1.04
C_v	0.44	0.18	0.56	0.5	0.7	0.59	0.45	0.53	0.7	0.44	0.6	0.75	0.62	0.4	0.49	0.63	0.62	0.41	0.52	0.62
max	132	19.2	12.5	1.3	49.7	1066	2.9	0.27	6.1	0.17	23.2	74	70.9	823	11.74	32	4.91	43.3	41.7	4.25
min	2	7.42	0.17	0.1	0.9	2	0.01	0	0.03	0.01	0.1	0.25	0.1	50	0.03	1	0.01	1	1	0.01
ND	0.86	1.61	2.38	0.17	2.27	1.11	1.06	0.59	0.43	0.57	0.37	0.23	0.44	0.92	0.91	0.14	1.14	0.55	0.87	0.59
NJ·10^{-4}	0.64	243	0.1	0.19	0.91	0.87	1.71	0.02	44.98	0.85	30.94	0.32	6.96	1.38	210	0.02	323	1.07	2.29	40.52
FJ	1.09	0.97	1.4	1.07	1.39	1.05	0.87	0.98	1.07	1.06	0.96	1.11	1.22	0.96	1.07	1.22	0.87	0.91	0.98	0.97
DJ	125.5	4.69	360.23	840.55	463.88	65.93	88.41	184.9	343.4	77.72	203	363	343	81	51	454	41	115	129	145
TG	76	5	158	115	155	55	77	129	168	64	133	180	113	72	44	198	38	97	100	109
TD	0	85	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	6	6	11	6	10	4	7	8	12	4	8	14	8	7	6	9	5	7	7	7
GN%	7.61	0.5	15.82	11.51	15.52	5.52	7.71	12.91	16.82	6.41	13.31	18.02	11.31	7.21	4.4	19.82	3.8	9.71	10.01	10.91

续表 6

元素 / 项目	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	939	885	989	918	797	882	936	845	945	872	932	936	946	910	938	873	906	956	907
$\bar{X}$	771	0.55	3.48	8.01	12.56	644	11.19	0.35	63.12	1.54	263	6.56	3795	1.69	89.11	0.67	21.92	67.22	148
S	384	0.3	1.5	3.23	8.2	346	4.53	0.18	9.49	0.64	151	3.07	1954	0.56	52.73	0.34	7.1	25.12	58.98
Cv	0.5	0.55	0.43	0.4	0.65	0.54	0.4	0.52	0.15	0.42	0.57	0.47	0.51	0.33	0.59	0.5	0.32	0.37	0.4
max	1728	1.3	7.2	16	33	1500	22.5	0.8	86.84	3.1	633	14.2	8599	3.1	220	1.5	39.6	130	294
min	10	0.02	0.01	0.17	0.08	37	0.06	0.01	39.4	0.04	3.8	0.1	35	0.3	0.1	0.05	4.2	6	4
ND	0.59	0.42	1.51	0.42	0.14	0.51	0.93	0.56	2.34	0.91	0.55	1.13	0.59	1	0.64	0.61	0.91	0.72	1.14
$NJ\cdot10^{-4}$	5.14	0.92	174	36.42	4.19	8.05	1.6	0.02	701	0.77	1.05	6.56	253	3.39	12.73	0.7	43.83	6.72	92.3
FJ	1.08	1.1	1.05	0.9	1.04	1.01	0.97	1.21	0.99	0.85	1.19	0.84	1.1	0.97	1.08	0.93	1.05	1.03	1.03
DJ	87	180	10	94	450	168	73	277	15	164	82	71	58	112	69	222	102	45	109
FG	60	114	10	81	202	117	63	154	15	127	67	63	53	88	61	126	90	42	92
TD	0	0	0	0	0	0	0	0	38	0	0	0	0	1	0	0	3	1	0
DN	4	6	3	6	10	5	6	8	4	7	6	6	5	7	6	7	7	6	8
GN%	6.01	11.41	1	8.11	20.22	11.71	6.31	15.42	1.5	12.71	6.71	6.31	5.31	8.81	6.11	12.61	9.01	4.2	9.21

表 7　新疆北部二叠系勘查地球化学系列丰度值

Table 7　Geochemical prospecting series abundance values in the Permian of northern Xinjiang

元素 / 统计量	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	[illegible]	[illegible]	[illegible]	66	66	64	68	68	65	65	63	64	52	67	62	59	69	69	61	67
$\bar{X}$	51.62	13.6	0.8	0.35	21.2	385	1.19	0.28	3.02	0.11	8.56	51.86	26.9	526	4.62	18.2	2.48	24.8	17.96	2.55
S	12.22	2.1	3.69	0.27	26.19	189	0.42	0.1	2.35	0.05	4.18	29.3	11.81	224	1.36	7.96	1.12	8.43	10.59	1.52
C_v	0.24	0.15	4.54	0.76	1.07	0.72	0.35	0.14	0.78	0.11	0.49	0.57	0.44	0.43	0.29	0.44	0.45	0.34	0.59	0.6
max	80	17.13	14.8	1.2	85.9	716	2.2	0.15	8.1	0.22	19	124	48.8	1040	7.9	38	4.94	44	43.3	6.32
min	32	8	0.7	0.1	2.3	30	0.3	0.13	0.16	0.01	2	5	3.13	120	2.26	3	0.05	15	3.8	0.15
XD	0.68	1.43	3.09	0.16	0.53	0.91	0.92	1.17	0.58	0.74	0.34	0.47	0.43	1.17	0.8	0.2	1.46	0.64	0.86	0.91
XJ·D	[illegible]	210	1.1	0.18	1.22	0.72	2.0	[illegible]	50.18	1.12	28.51	0.65	6.73	1.75	185	0.02	413	1.24	2.25	62.16
FJ	22	1.69	[illegible]	0.57	1.17	0.7	[illegible]	[illegible]	0.18	0.86	0.6	1.61	0.2	1.09	0.89	0.91	1.13	1.06	0.87	0.93
DJ	787	[illegible]	11.6	1.3	[illegible]	32.5	2.1	2.2	6	21.2	9.8	10.1	628	3.2	9.5	16.8	1.03	1.02	12.1	3.3
TG	[illegible]	[illegible]	6	4	[illegible]	6	2	2	5	5	7	6	18	3	8	11	1	1	9	3
TD	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	[illegible]	[illegible]	[illegible]	2	2	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	1	2	9	2	4	5	1	1	5	1
ZN	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	7.11	10	8.57	25.71	4.29	11.43	15.71	1.43	1.43	12.86	4.29

续表 7

元素 / 项目	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	65	54	70	69	68	58	63	68	61	68	62	69	61	69	65	69	63	63	68
$\bar{X}$	780	0.45	4.17	9.67	35.35	57.2	11.76	0.46	63.09	1.61	635	7.58	3314	2.26	81.17	0.68	22.68	65.62	151.04
S	365	0.3	1.57	2.78	24.9	132	4.87	0.26	4.8	0.54	90.01	2.51	855	0.71	30.4	0.34	4.16	23.02	33.05
C_V	0.47	0.68	0.38	0.29	0.7	0.23	0.41	0.57	0.08	0.33	0.38	0.33	0.26	0.32	0.37	0.51	0.18	0.35	0.22
max	1686	1.2	7.95	15.4	96	894	22.5	1.1	75.09	2.9	425	13.1	5217	4	155	1.5	31	123	224
min	177	0.02	0.27	2.8	2	351	5	0.1	52.3	0.5	75	3	1642	0.7	13.2	0.1	14.8	19	76
ND	0.6	0.34	1.81	0.51	0.39	0.48	0.98	0.74	2.36	0.95	0.49	1.31	0.52	1.33	0.58	0.62	0.94	0.7	1.16
$NJ \cdot 10^{-4}$	5.2	0.74	208	44	11.78	7.15	1.68	0.03	708	0.81	0.94	7.58	221	4.51	11.6	0.71	45.36	6.56	94.4
FJ	0.78	0.45	1.33	1.07	1.11	0.82	0.2	0.83	1.08	0.79	0.82	0.81	0.96	0.79	0.92	0.63	1.19	0.76	1.03
DJ	5.7	146	0	1.01	2.2	9.4	319	2.6	0	2.1	10.8	1.01	7.9	1.09	5.9	1.04	5.2	27.3	1.02
TG	5	16	0	1	2	8	7	2	0	2	8	1	7	1	5	1	5	7	1
TD	0	0	0	0	0	4	0	0	9	0	0	0	2	0	0	0	2	0	0
DN	3	8	0	1	2	9	5	2	4	1	3	1	3	1	2	1	2	4	2
GN%	7.14	22.86	0	1.43	2.86	11.43	10	2.86	0	2.86	11.43	1.43	10	1.43	7.14	1.43	7.14	10	1.43

表 8　新疆北部侏罗系勘查地球化学系列丰度值

Table 8　Geochemical prospecting series abundance values in the Jurassic of northern Xinjiang

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	72	73	65	68	70	65	73	60	67	68	61	65	71	61	59	66	72	67	72	63
X	57.76	10.16	5.42	0.5	20.56	431	2.04	0.11	3.64	0.1	8.8	31.72	21.49	271	3.23	21.73	2.31	27.13	19.33	0.82
S	23.77	2.86	3.03	0.25	8.73	182	0.67	0.03	3.68	0.85	3.34	17.19	12.22	52.9	1.05	9.02	0.72	17.86	5.92	0.4
C_V	0.41	0.28	0.56	0.5	0.42	0.42	0.33	0.31	1.01	0.45	0.38	0.54	0.57	0.19	0.32	0.41	0.31	0.66	0.31	0.49
max	115	15.84	12.7	1.05	41.6	873	3.5	0.19	12.63	0.19	16.5	74	51.9	390	5.51	44	4.08	71	34	1.63
min	0.1	3.73	1	0.1	3.8	70	0.7	0.03	0.2	0.03	2	2	6.1	160	1.17	3	0.8	1	7	0.01
ND	0.77	1.22	2.46	0.14	2.57	1.11	1.57	0.54	0.7	0.68	0.35	0.29	0.34	0.6	0.56	0.24	1.36	0.7	0.92	0.29
NJ $\cdot 10^{-3}$	0.58	185	0.11	0.17	1.03	0.86	2.55	0.02	72.85	1.08	29.32	0.4	5.37	0.9	129	0.03	385	1.36	2.42	19.9
FJ	0.98	0.74	1.45	0.92	1.58	1.04	1.3	0.9	1.73	1.28	0.91	1.36	0.94	0.63	0.66	2.11	1.04	1.15	1.03	0.48
DJ	2.14	0	11.74	7.53	4.65	10.93	0	5.73	9.76	7.68	19.14	12.6	3.36	14.01	21.46	10.37	2.05	9.85	2.05	17.7
TG	2	0	9	6	4	9	0	5	7	6	13	9	3	11	15	8	2	7	2	11
TD	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
DN	1	1	6	3	2	4	1	3	4	3	4	3	2	5	8	3	2	3	2	3
GN%	2.7	0	12.16	8.11	5.41	12.16	0	6.76	9.46	8.11	17.57	12.16	4.05	14.86	20.27	10.81	2.7	9.46	2.7	14.86

续表 8

项目 \ 元素	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	60	62	72	61	63	62	72	66	74	70	61	71	63	67	66	66	71	71	63
$\bar{X}$	848	0.89	2.36	9.24	17.73	522	11.28	0.43	66.31	1.69	162	7.14	2768	1.82	63.02	0.8	19.83	49.78	151
S	623	0.48	0.96	4.06	5.87	222	3.6	0.22	11.13	0.49	79.23	3.13	985	0.68	23.84	0.23	5.83	28.13	51.02
C_V	0.74	0.54	0.41	0.44	0.33	0.43	0.32	0.5	0.17	0.29	0.49	0.44	0.36	0.38	0.38	0.28	0.29	0.57	0.34
max	2377	2	4.69	18	31.7	947	19.9	0.97	88.81	2.9	353	13.9	4903	3.4	117	1.32	34	120	248
min	23	0.1	0.1	2	8.2	119	4.6	0.11	47.7	0.6	27	1	479	0.5	20	0.24	8	4	56
ND	0.65	0.69	1.03	0.49	0.2	0.43	0.94	0.7	2.46	0.99	0.34	1.23	0.43	1.07	0.45	0.72	0.83	0.53	1.16
$NJ \cdot 10^{-4}$	5.65	.4	118	41.98	5.91	6.52	1.61	0.03	737	0.84	0.65	7.14	185	3.65	9	0.83	39.67	4.98	94.42
FJ	1.19	1.79	0.71	1.04	1.46	0.82	0.98	1.4	1.04	0.93	0.73	0.91	0.8	1.04	0.77	1.11	0.95	0.77	1.05
DJ	31.38	19.26	2.06	20.93	15.95	43.32	2.1	11.4	0	4.25	27.4	3.22	18.2	8.5	9.48	11.25	3.14	3.25	14.29
TG	14	12	2	13	10	12	2	8	0	4	13	3	11	7	8	8	3	3	11
TD	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	8	6	2	5	3	4	1	4	0	2	4	3	4	3	3	4	3	3	4
GN%	18.02	16.22	2.7	17.57	13.51	16.22	2.7	10.81	0	5.41	17.57	4.05	14.83	9.46	10.81	10.81	4.05	4.05	14.86

表 9　新疆北部超基性岩体勘查地球化学系列丰度值

Table 9　Geochemical prospecting series abundance values in the ultrabasic rockbodies of northern Xinjiang

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	142	159	115	132	117	142	148	137	152	144	137	110	143	151	155	136	145	148	142	117
X	43	10.65	2.6	0.68	10.49	234	1.24	0.07	4.03	0.08	25.23	64.2	39.32	306	7.81	12.92	0.81	17.66	11.18	3.58
S	19.95	5.34	1.58	0.33	7.44	182	0.76	0.04	3.19	0.04	16.37	50.28	27.74	185	3.23	7.4	0.73	11.46	7.18	2.35
Cv	0.46	0.5	0.61	0.49	0.71	0.78	0.62	0.57	0.79	0.55	0.65	0.78	0.71	0.6	0.41	0.57	0.9	0.65	0.64	0.66
max	90.2	21.42	6.5	1.5	28	672	3.1	0.16	11.94	0.18	63	189	107	760	15.46	31.3	2.64	44.7	28	9.1
min	1	0.89	0.01	0.1	0.76	2.9	0.02	0	0.07	0.01	1.3	1	2.4	22	0.83	2	0.01	0.3	0.1	0.1
ND	0.57	1.28	1.18	0.19	1.31	0.6	0.95	0.34	0.77	0.53	1.01	0.58	0.62	0.68	1.35	0.15	0.48	0.45	0.53	1.28
NJ · 10^{-3}	0.43	194	0.05	0.23	0.52	0.47	1.55	0.01	80.5	0.79	84.1	0.8	9.83	1.02	312	0.02	136	0.88	1.4	87.2
FJ	0.73	0.78	0.69	1.25	0.81	0.57	0.79	0.57	1.91	0.99	2.62	2.76	1.73	0.71	1.58	1.26	0.37	0.75	0.6	2.09
DJ	22	0	111	42	167	22	14	418	8	18	32	568	22	12	5	36	18	19	22	115
TG	17	0	44	27	42	17	11	22	7	15	22	49	16	8	4	23	14	11	17	42
TD	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	5	0	17	8	10	8	4	8	2	6	7	13	6	4	3	6	4	3	5	7
GN%	10.69	0	27.67	16.98	26.42	10.69	6.92	13.84	4.4	9.43	13.84	30.82	10.06	5.03	2.52	14.47	8.81	6.92	10.69	26.42

续表 9

元素 / 项目	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	154	142	157	152	103	144	147	135	155	145	143	138	154	153	152	143	156	157	152
X	927	0.43	2.69	6.35	27.62	656	6.86	0.25	53.13	1.2	237	3.69	4213	1.57	137	0.58	19.08	68.25	91.43
S	377	0.25	1.78	3.78	18.29	512	4.19	0.16	12.77	0.62	185	1.83	3048	0.56	89.6	0.37	9.6	28.59	64.5
C_V	0.41	0.58	0.66	0.59	0.66	0.78	0.61	0.66	0.24	0.51	0.78	0.5	0.72	0.35	0.65	0.64	0.5	0.42	0.71
max	1744	1.01	6.31	15.7	70	1902	17	0.63	83.14	2.7	678	8	11742	2.9	361	1.5	42	128	240
min	152	0.02	0.04	0.4	0.9	5	0.38	0	28.6	0.01	2.9	0.4	61	0.26	2	0.03	1.8	3	4
ND	0.71	0.33	1.17	0.33	0.31	0.55	0.57	0.4	1.97	0.71	0.49	0.64	0.66	0.92	0.98	0.53	0.79	0.73	0.7
$NJ \cdot 10^{-3}$	6.18	0.72	135	28.86	9.21	8.2	0.98	0.02	590	0.6	0.95	3.69	281	3.14	19.6	0.61	38.16	6.83	57.14
FJ	1.3	0.86	0.82	0.71	2.28	1.03	0.6	0.86	0.83	0.66	1.07	0.47	1.22	0.9	1.67	0.81	0.91	1.05	0.64
DJ	5.4	56	2.1	7.7	676	21	15	73	2	33	21	29	5.4	6.8	7.8	31	3.1	2.1	7.8
TG	5	17	2	7	56	15	12	24	2	14	16	21	5	6	7	16	3	2	7
TD	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	2	8	1	3	12	5	3	8	2	5	6	6	1	3	3	4	2	1	2
GN%	3.14	10.69	1.26	4.4	35.22	9.43	7.55	15.09	1.26	8.81	10.06	13.21	3.14	3.77	4.4	10.06	1.89	1.26	4.4

表 10　新疆北部基性岩体勘查地球化学系列丰度值

Table 10　Geochemical prospecting series abundance values in the basic rockbodies of northern Xinjiang

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	150	185	184	173	134	181	189	188	201	177	199	189	190	191	197	171	167	176	183	191
$\bar{X}$	45.31	15.35	2.94	0.47	5.81	210	0.97	0.09	5.35	0.09	26.43	106	50.44	316	8.22	12.83	0.71	21.36	10.58	4.83
S	14.62	2.9	1.88	0.23	2.54	205	0.58	0.05	4.72	0.04	16.22	83.21	30.45	157	3.19	6.43	0.6	11.97	5.48	2.91
C_V	0.32	0.19	0.64	0.49	0.44	0.98	0.6	0.5	0.88	0.45	0.61	0.78	0.6	0.5	0.39	0.53	0.84	0.56	0.52	0.6
max	80	21.26	7.6	1	11.6	718	2.4	0.21	16.2	0.19	66	313	121	708	15.9	27	2.2	50.3	23.7	10.7
min	10	8.44	0.19	0.1	1.5	14	0.1	0	0.16	0.02	0.4	0.32	0.71	80	1.23	2	0.01	3.5	1	0.05
ND	0.6	1.85	1.34	0.13	0.73	0.54	0.75	0.47	1.03	0.6	1.06	0.97	0.8	0.7	1.42	0.14	0.42	0.55	0.5	1.73
NJ·10^{-4}	0.45	2.79	0.06	0.16	0.29	0.42	1.22	0.02	107	0.89	88.1	1.33	12.6	1.05	329	0.02	119	1.07	1.32	118
FJ	0.77	1.12	0.79	0.86	0.45	0.51	0.62	0.78	2.53	1.12	2.74	4.56	2.22	0.73	1.67	1.17	0.32	0.9	0.56	2.83
DJ	135	0	25	3302	340	31	15	23	1.03	43	3.1	18	109	12	5	375	61	34	23	13
TG	52	0	18	29	68	21	13	14	1	25	3	13	12	11	5	31	35	26	19	11
TD	0	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	12	4	5	9	13	5	3	4	1	6	2	4	4	3	2	7	6	8	4	3
GN%	25.74	0	8.91	14.36	33.66	10.4	6.44	6.93	0.5	12.38	1.49	6.44	5.94	5.45	2.48	15.35	17.33	12.87	9.41	5.45

续表 10

项目 \ 元素	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	189	181	202	198	187	188	188	172	188	176	167	181	196	195	194	172	188	192	181
$\bar{X}$	1002	0.46	2.99	8.15	40.6	931	12.15	0.21	51.12	1.24	254	5.26	5014	1.58	168	0.48	19.33	70.92	107
S	350	0.27	1.49	3.59	27.37	755	6.26	0.09	11.62	0.8	115	2.09	2648	0.75	83.71	0.34	8.65	28.79	59.78
C_V	0.35	0.59	0.5	0.44	0.67	0.81	0.52	0.4	0.23	0.64	0.45	0.4	0.52	0.48	0.5	0.7	0.45	0.41	0.56
max	1830	1.08	6.02	17	105.9	2800	27.3	0.42	79.81	3.2	541	10.4	10922	3.2	377	1.32	39.8	135	247
min	183	0.01	0.01	1	2	30	1.11	0.05	23.53	0.1	2	1	116	0.25	6	0.08	2.15	1	10
ND	0.77	0.36	1.3	0.43	0.45	0.78	1.01	0.34	1.89	0.73	0.53	0.91	0.78	0.93	1.2	0.44	0.81	0.75	0.82
$NJ \cdot 10^{-3}$	6.68	0.77	149	37	13.53	11.64	1.74	0.01	568	0.62	1.02	5.26	334	3.16	24.04	0.5	38.66	7.09	66.98
FJ	1.41	0.93	0.91	0.91	3.35	1.46	1.06	0.73	0.8	0.69	1.14	0.67	1.45	0.9	2.05	0.67	0.92	1.09	0.75
DJ	11	75	0	4.1	29	17	24	49	12	35	56	26	6	8	9	51	16	11	30
TG	10	21	0	4	15	14	14	30	12	26	35	21	6	7	8	30	14	10	21
TD	3	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	5	6	0	2	4	4	6	6	4	6	8	3	1	2	2	7	4	3	4
GN%	4.95	10.4	0	1.95	7.43	6.93	6.93	14.85	5.94	12.87	17.23	10.4	2.97	3.47	3.96	14.85	6.93	4.95	10.4

表 11 新疆北部碱性岩体勘查地球化学系列丰度值

Table 11 Geochemical prospecting series abundance values in the alkalic rockbodies of northern Xinjiang

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	26	28	17	25	25	28	28	25	24	26	24	26	27	28	24	25	28	28	27	24
X	67.14	12.9	0.83	0.68	3.95	355	2.64	0.14	0.7	0.08	2.5	7.1	12.67	438	1.92	10.68	4.18	35.78	14.48	0.28
S	23.43	1.88	0.39	0.24	1.23	287	0.51	0.07	0.38	0.04	1.1	5.16	13.18	203	0.58	3.27	0.77	16.18	6.45	0.24
Cv	0.35	0.15	0.47	0.36	0.31	0.81	0.19	0.48	0.55	0.45	0.44	0.73	1.04	0.46	0.3	0.31	0.18	0.45	0.45	0.86
max	119	16.99	1.59	1.2	6.8	977	3.81	0.28	1.4	0.15	4.6	17	42.9	770	3.2	16	5.34	76	27	0.86
min	40	10.69	0.35	0.32	2.01	44	1.71	0.04	0.15	0.02	0.2	0.29	1.91	102	0.83	3.8	2.27	10.2	5	0.01
ND	0.9	1.55	0.38	0.19	0.49	0.91	2.03	0.7	0.13	0.56	0.1	0.06	0.2	0.97	0.33	0.12	2.46	0.92	0.69	0.1
$NJ \cdot 10^{-3}$	0.67	235	0.02	0.23	0.2	0.71	3.3	0.03	13.92	0.84	8.34	0.09	3.17	1.46	76.87	0.01	696	1.79	1.81	6.84
FJ	1.14	0.94	0.22	1.26	0.3	0.86	1.68	1.16	0.33	1.05	0.26	0.3	0.56	1.02	0.39	1.04	1.88	1.52	0.77	0.16
DJ	2.33	0	103	4.14	14.6	0	0	3.8	8.4	2.2	8.5	3.6	1.2	0	5.2	4.6	0	0	1.1	9.7
TG	2	0	11	3	3	0	0	3	4	2	4	2	1	0	4	3	0	0	1	4
TD	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	2	0	8	2	3	0	0	3	3	2	3	2	1	0	3	2	0	0	1	3
GN%	7.14	0	39.29	10.71	10.71	0	0	10.71	14.29	7.14	14.29	7.14	3.57	0	14.29	10.71	0	0	3.57	14.29

续表 11

元素 / 项目	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	28	27	28	28	22	22	26	25	24	27	24	26	23	27	24	27	28	27	28
$\bar{X}$	610	0.97	4.27	10.79	3.06	204	18.34	0.27	75.19	2.34	75.43	9.5	1538	2.4	14.1	0.54	26.68	57.15	230
S	283	0.85	0.62	4.1	1.59	127	7.26	0.16	3.84	1.23	57.29	2.23	667	0.74	10.23	0.47	17.05	23.81	164
C_V	0.46	0.88	0.14	0.38	0.52	0.62	0.4	0.6	0.05	0.53	0.76	0.23	0.43	0.31	0.73	0.87	0.64	0.42	0.71
max	1175	3.1	5.4	19.5	6	457	31.3	0.58	81.3	5	205	14.7	2950	4.1	37	1.72	58	106	520
min	145	0.21	3.28	4.5	0.29	41	4.1	0.07	68.5	0.99	7.4	6.3	244	1.4	4	0.1	4.5	16	30
ND	0.47	0.75	1.86	0.57	0.03	0.17	1.53	0.44	2.78	1.37	0.16	1.64	0.24	1.41	0.1	0.49	1.11	0.61	1.77
$NJ \cdot 10^{-3}$	4.07	1.62	214	49.1	1.02	2.55	2.62	0.02	836	1.17	0.3	9.5	103	4.79	2.01	0.57	53.36	5.71	144
FJ	0.86	1.95	1.29	1.21	0.25	0.32	1.6	0.94	1.18	1.29	0.34	1.21	0.44	1.37	0.17	0.76	1.27	0.88	1.6
DJ	0	1.13	0	0	13.8	15.8	2.2	6.4	0	1.35	10.1	2.12	8	1.1	8.7	1.1	0	1.05	0
TG	0	1	0	0	6	6	2	3	0	1	4	2	5	1	4	1	0	1	0
TD	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	0	1	0	0	6	4	2	3	4	1	2	2	5	1	3	1	0	1	0
GN%	0	3.57	0	0	21.43	21.43	7.14	10.71	0	3.57	14.29	7.14	17.86	3.57	14.29	3.57	0	3.57	0

表 12　新疆北部中性岩体勘查地球化学系列丰度值

Table 12　Geochemical prospecting series abundance values in the intermediate rockbodies of northern Xinjiang

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	81	82	70	74	80	81	73	67	77	80	66	71	75	80	84	75	83	79	76	69
$\bar{X}$	50.28	14.24	1.99	0.5	13.69	538	1.49	0.07	3.81	0.07	8.19	23.94	22.89	404	5.03	10.31	2.13	22.02	13.78	1.56
S	30.6	2.17	1.18	0.28	10.01	259	0.47	0.03	2.03	0.03	4.31	15.19	16	180	2.57	4.52	1.19	9.25	6.76	0.9
Cv	0.61	0.15	0.59	0.55	0.73	0.48	0.32	0.41	0.53	0.49	0.53	0.63	0.7	0.44	0.51	0.44	0.56	0.42	0.49	0.57
max	121	19.11	4.5	1.13	36.5	1033	2.6	0.13	8.24	0.14	18.5	58	59	781	11.3	21	5.09	45	30.1	3.55
min	10	8.99	0.35	0.08	0.36	43.5	0.6	0.02	0.32	0.01	1.4	5	1.96	142	1.05	3	0.04	5	2.1	0.01
ND	0.67	1.72	0.9	0.14	1.71	1.38	1.15	0.34	0.73	0.45	0.33	0.22	0.36	0.9	0.87	0.12	1.26	0.56	0.66	0.56
$NJ\cdot10^{-3}$	0.5	259	0.04	0.17	0.68	1.08	1.87	0.01	76.3	0.68	27.3	0.3	5.72	1.35	201	0.01	356	1.1	1.72	38.04
FJ	0.86	1.04	0.53	0.92	1.05	1.3	0.95	0.56	1.81	0.85	0.85	1.03	1.01	0.94	1.02	1	0.96	0.93	0.74	0.91
DJ	6	0	21.98	14.29	4.49	3.18	13.19	28.6	8.3	4.47	28.37	31.66	14.64	4.29	0	12.01	1.02	5.51	9.86	22.58
TG	3	0	14	10	4	3	11	17	7	4	18	13	9	4	0	9	1	5	8	15
TD	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	2	2	6	4	3	2	5	7	5	3	9	6	3	2	0	3	1	3	5	8
GN%	3.57	0	16.67	11.9	4.76	3.57	13.1	20.24	8.33	4.76	21.43	15.48	10.71	4.76	0	10.71	1.19	5.95	9.52	17.88

续表 12

元素 / 项目	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	83	71	83	79	72	78	80	74	84	78	82	69	83	81	84	71	83	84	63
$\bar{X}$	764	0.43	4.15	6.76	9.41	821	9.36	0.2	59.64	1.8	413	5.71	4140	1.66	103	0.54	20.02	66.74	121
S	319	0.14	1.08	3.9	7.38	435	5.11	0.11	7.66	0.62	217	2.61	2074	0.7	64.66	0.23	8.19	31.66	44.33
Cv	0.42	0.33	0.26	0.58	0.78	0.53	0.55	0.55	0.13	0.35	0.52	0.46	0.5	0.42	0.63	0.43	0.41	0.47	0.37
max	1409	0.71	6.21	15	27	1900	22	0.46	74.6	3.1	948	12	8640	3.4	257	1	38	141	231
min	208	0.1	1.6	2	0.1	204	1.1	0.06	43.99	0.8	32.1	0.59	1040	0.55	9.4	0.13	5.2	9	44
ND	0.59	0.33	1.8	0.36	0.1	0.68	0.78	0.32	2.21	1.06	0.86	0.98	0.65	0.98	0.74	0.48	0.83	0.71	0.93
$NJ \cdot 10^{-3}$	5.09	0.72	207	30.7	3.14	10.26	1.34	0.01	663	0.9	1.65	5.71	276	3.32	14.71	0.56	40.04	6.67	75.33
FJ	1.07	0.86	1.26	0.76	0.78	1.28	0.81	0.68	0.93	0.99	1.86	0.73	1.19	0.95	1.25	0.75	0.96	1.03	0.84
DJ	1.05	19.46	0	5.62	27.47	7.08	24.03	18.81	0	6.87	2.1	23.65	1.02	3.15	0	27.99	1.02	0	31.79
TG	1	13	0	5	12	6	4	10	0	6	2	15	1	3	0	13	1	0	21
TD	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	1	5	1	3	5	4	4	5	0	3	1	7	1	2	0	6	1	0	12
GN%	1.19	15.48	0	5.95	14.29	7.14	4.76	11.9	0	7.14	2.38	17.86	1.19	3.57	0	15.48	1.19	0	25

表 13　新疆北部中酸性岩体勘查地球化学系列丰度值

Table 13　Geochemical prospecting series abundance values in the intermediatoacidic rockbodies of northern Xinjiang

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	557	558	490	410	388	564	499	413	423	552	545	457	528	558	554	532	585	543	549	516
$\bar{X}$	55.54	13.36	2.02	0.38	5.96	416	2.13	0.11	1.24	0.07	6.12	10.46	11.09	447	2.79	8.46	3.19	28.22	22.87	0.75
S	22.4	1.66	1.12	0.15	3.06	238	0.8	0.05	0.57	0.04	4.46	7.58	8.53	214	1.74	4.71	1.44	11.93	15.64	0.58
Cv	0.4	0.12	0.55	0.39	0.51	0.57	0.38	0.48	0.46	0.6	0.73	0.72	0.77	0.48	0.62	0.56	0.45	0.42	0.68	0.78
max	110	17.4	4.8	0.74	13.5	1009	4.01	0.24	2.63	0.16	17	29.2	32.4	980	7.1	20	6.39	58	61.8	2.2
min	10	9.34	0.2	0.08	0.3	0.1	0.2	0.01	0.16	0	0.2	0	0.06	59	0.1	1	0.02	4.08	1	0.02
ND	0.74	1.61	0.92	0.11	0.75	1.07	1.64	0.55	0.24	0.43	0.24	0.1	0.18	0.99	0.48	0.1	1.87	0.72	1.09	0.27
$NJ \cdot 10^{-3}$	0.56	243	0.04	0.13	0.3	0.83	2.66	0.02	24.71	0.65	20.41	0.13	2.77	1.49	112	0.01	531	1.41	2.86	18.32
FJ	0.95	0.97	0.54	0.7	0.46	1.01	1.36	0.91	0.59	0.82	0.64	0.45	0.49	1.04	0.57	0.82	1.43	1.2	1.22	0.44
DJ	34	18	226	405	642	26	116	682	311	44	52	294	84	33	38	95	3	51	50	104
TG	31	18	98	178	200	24	88	175	165	36	43	131	60	30	34	56	3	45	39	72
TD	0	12	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	5	5	11	19	17	4	8	13	16	3	7	10	8	4	5	6	2	5	6	3
GN%	5.27	3.06	16.67	30.27	34.01	4.08	14.97	29.76	28.06	6.12	7.31	22.28	10.2	5.1	5.78	9.52	0.51	7.65	6.63	12.24

续表 13

元素 / 项目	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	519	513	560	559	163	498	570	171	556	525	317	543	557	479	553	476	555	557	554
X	410	0.16	3.55	16.86	5.73	373	16.56	0.16	70.4	2.71	148	12.79	2237	2.07	42.92	0.88	22.59	47.12	147
S	252	0.26	0.91	4.14	4.57	353	8.8	0.08	6.13	1.48	92.87	5.83	1336	1.02	35.41	0.54	11.28	23.67	73.14
Cv	0.6	0.56	0.26	0.38	0.8	0.62	0.53	0.51	0.09	0.55	0.63	0.46	0.6	0.49	0.82	0.61	0.5	0.5	0.5
max	1040	1.1	5.8	21	17.1	1153	48.7	0.35	85.44	6.4	380	27.3	5570	4.66	131	2.2	50	103.4	330
min	27.6	0.01	1.2	2	0	1	0.06	0.02	55.2	0.02	7	0.16	19	0.01	0.93	0.02	2.2	0.21	7.6
ND	0.32	0.36	1.51	0.57	0.06	0.13	1.38	0.25	2.61	1.39	0.31	2.2	0.35	1.22	0.31	0.8	0.94	0.5	1.13
NJ·10	2.79	0.77	178	49.34	1.91	7.16	2.37	0.01	782	1.35	0.79	12.79	149	1.14	6.13	0.92	45.19	4.71	92.09
FJ	0.59	0.93	1.08	1.22	0.17	0.9	1.44	0.51	1.1	1.5	0.67	1.63	0.65	1.16	0.52	1.23	1.08	0.72	1.03
DJ	46	115	17	30	263	137	21	251	3	83	95	51	35	187	12	231	36	34	38
TG	39	75	17	28	125	90	18	117	3	63	71	45	31	109	35	112	33	31	34
TD	0	0	11	1	0	0	0	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DN	4	5	5	4	11	8	5	9	4	8	17	4	6	11	4	9	6	6	6
GN%	6.63	12.76	2.89	4.76	21.26	15.31	3.06	19.9	0.51	10.71	12.07	7.65	5.27	18.54	5.95	19.05	5.61	5.27	5.78

表 14　新疆北部酸性岩体勘查地球化学系列丰度值

Table 14　Geochemical prospecting series abundance values in the acidic rockbodies of northern Xinjiang

元素 / 项目	Ag	Al_2O_3	As	Au	B	Ba	Be	Bi	CaO	Cd	Co	Cr	Cu	F	TFe	Hg	K_2O	La	Li	MgO
n	146	159	142	135	146	153	140	140	150	149	138	119	116	158	136	130	148	148	162	136
X	62.86	13.71	4.09	0.11	13.77	322	1.98	0.11	1.3	0.07	1.92	8.1	7.23	451	2.66	5.95	4.09	30.37	21.67	0.84
S	30.37	1.75	3.09	0.17	7.92	227	0.66	0.06	1.11	0.03	2.86	5.24	1.28	211	1.12	3.28	1.05	10.09	13.62	0.58
C_V	0.48	0.13	0.76	0.43	0.58	0.43	0.33	0.56	0.86	0.44	0.58	0.65	0.59	0.47	0.42	0.55	0.26	0.33	0.63	0.69
max	137	18.02	11.8	0.8	33	981	3.4	0.26	1.02	0.15	12	20	17.1	950	5.4	11	5.96	53	54.7	2.28
min	18	9.52	0.2	0.13	0.5	50.5	0.54	0	0.09	0.02	0.1	1	0.1	32	0.33	1	1.58	7.6	4	0.08
ND	0.84	1.65	1.86	0.12	1.72	1.31	1.52	0.56	0.25	0.48	0.2	0.07	0.11	1.01	0.46	0.07	2.4	0.78	1.03	0.3
NJ·10^{-3}	0.63	249	0.08	0.14	0.69	1.04	2.17	0.02	26	0.72	16.4	0.1	1.81	1.51	106	0.01	681	1.52	2.71	20.5
FJ	1.07	1	1.09	0.76	1.06	0.26	1.26	0.94	0.62	0.89	0.51	0.35	0.32	1.06	0.51	0.58	1.84	1.29	1.16	0.49
DJ	24	1	49	60	56	10	24	47	15	15	37	120	119	4	34	75	1	15	0	65
TG	16	1	20	27	16	9	20	22	12	13	24	43	46	4	26	32	1	13	0	26
TD	0	2	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	1	0	0
DN	5	2	7	7	4	4	7	6	3	4	6	12	11	3	8	7	6	4	0	5
GN%	9.88	0.62	12.35	16.67	9.88	5.56	12.35	13.58	7.41	8.02	14.81	26.54	28.4	2.47	16.05	19.75	0.62	8.02	0	16.5

续表 14

元素 / 项目	Mn	Mo	Na_2O	Nb	Ni	P	Pb	Sb	SiO_2	Sn	Sr	Th	Ti	U	V	W	Y	Zn	Zr
n	150	142	153	130	135	139	155	136	149	153	108	139	143	150	132	147	154	151	152
$\bar{X}$	418	0.69	3.9	10.25	7.47	480	13.45	0.35	70.49	3.14	70.95	9.8	2312	1.79	26.8	0.92	27.66	54.06	221
S	229	0.45	0.98	2.35	4.66	290	5.74	0.18	5.48	1.55	35.82	5.05	1184	0.53	18	0.52	9.34	23.21	84.75
Cv	0.55	0.64	0.25	0.23	0.62	0.6	0.43	0.51	0.08	0.49	0.5	0.51	0.51	0.3	0.67	0.56	0.34	0.43	0.38
max	942	1.8	6.21	16.1	19	1191	27.3	0.76	82.73	7	159	21	5100	3.1	68	2.2	49	110.2	427
min	44.6	0.04	1.58	5	0.1	72	0.94	0.01	57.26	0.48	2	1	232	0.54	1	0.06	6.2	9.8	36
ND	0.32	0.53	1.69	0.54	0.08	0.1	1.12	0.57	2.61	1.85	0.15	1.69	0.36	1.05	0.19	0.84	1.15	0.58	1.7
$NJ \cdot 10^{-3}$	2.78	1.15	195	466	2.19	5.99	1.92	0.02	783	1.57	0.28	9.8	151	3.59	3.83	0.96	55.33	5.41	138
FJ	0.59	1.38	1.18	1.15	0.62	0.75	1.17	1.21	1.1	1.73	0.32	1.25	0.67	1.02	0.33	1.28	1.32	0.83	1.54
DJ	14	36	3	39	50	35	7.8	40	2	10	132	3	25	11	57	18	8.7	12	11
TG	12	20	3	31	27	25	7	26	2	9	54	3	19	10	30	15	8	11	10
TD	0	0	6	1	0	0	0	0	11	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
DN	5	6	4	7	7	6	3	9	2	3	16	1	6	4	7	5	3	6	3
GN%	7.41	12.35	1.85	19.14	16.67	14.2	4.32	16.05	1.23	5.56	33.33	1.85	11.73	6.17	18.52	9.26	4.94	6.79	6.17

参 考 文 献

杜佩轩，1993，勘查地球化学系列丰度值，第五届全国勘查地球化学学术交流会论文集，地质出版社。

地质矿产部，1986，区域化探全国扫面若干规定，地质出版社。

GEOCHEMICAL PROSPECTING SERIES ABUNDANCE VALUES IN NORTHERN XINJIANG UYGUR AUTONOMOUS REGION——GEOCHEMICAL ROCK SURVEY

Du Peixuan

(Shaanxi Institute of Geophysical & Geochemical Exploration)

Abstract

Clarke value has been playing an inestimable important role in the research of regional geochemical exploration. In recent years, however, the applicance of clarke value in the deepening and broadening regional geochemical exploration has become constrained to some extent, for the standard values are much different when compared with China's real values, for instance, the values of Au and Ba. Right for this reason, this paper for the first time puts forward the conception of Geochemical Prospecting Series Abundance Value. Using the results of regional geochemical survey, we have quantitatively analysized 39 elements from the collected rock samples, lithoclast samples, stream sediment samples, and soil samples, and have given out their average values, standard deviation, variation coefficient, and other parameters, and have finally established a system of Geochemical Prospecting Series Abundance Value. This system will offer scholars from all scientific circles a new approach to deal with geological problems, agricultural problems, environmental problems, and other problems.

This paper has publicated the geochemical prospecting series abundance value in the rock survey of northern Xinjiang Uygur Autonomous Region. These data include 39 kinds of element, 14 kinds of parameter, and about 8000 parameter values, which have extracted from the whole of northern Xinjiang, the strata, Ordovician, Silurian, Devonian, Carboniferous, Permian, Jurassic, and ultrabasic rockbodies, basic rockbodies, alkalic rockbodies, intermediate rockbodies, intermediatoacidic rockbodies, and acidic rockbodies.