

沈阳地质矿产研究所编

中国金矿主要类型找矿方向

与找矿方法文集

第三辑



地质出版社

中国金矿主要类型找矿方向 与找矿方法文集

第 三 辑

沈阳地质矿产研究所 编

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

(京)新登字085号

内 容 提 要

“中国金矿主要类型找矿方向和找矿方法”项目科研成果分地质专报和文集2个系列陆续出版。文集包括3辑。

本书为第三辑,由7篇文章组成。作者以大量实际资料为基础,论述了新疆托里县安齐-萨尔托海金成矿带成矿地质条件、分布规律及找矿标志;论述了秦巴花岗岩及陕甘川境内碧口群的含金性;用成岩成矿观点对粤西地区的构造及其控矿和成岩成矿作用进行了论述。本书另有3篇文章介绍了行之有效的物化探找金新的理论和方法,以及低品位金矿堆浸技术。

本书可供从事金矿地质勘查、科研以及物化探找矿人员参考,也可供大专院校相关专业师生阅读。

图书在版编目(CIP)数据

中国金矿主要类型找矿方向与找矿方法文集 第3辑/沈阳地质矿产研究所编.-北京:地质出版社,1995.3

ISBN 7-116-01714-3

I.中… II.沈… III.金矿-类型-找矿方向-中国-文集 IV.P618.510.7-53

中国版本图书馆CIP数据核字(94)第09604号

地质出版社出版发行

(100013 北京和平里七区十楼)

责任编辑:蒋云林

北京地质印刷厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本:787×1092¹/₁₆ 印张:16.125 铜版图:2页 插页:6页 字数:388000

1995年3月北京第一版·1995年3月北京第一次印刷

印数:600册 定价:14.40元

ISBN 7-116-01714-3

P·1380

目 录

新疆托里县萨尔托海-安齐金矿带成矿地质条件、分布规律及找矿标志的研究

.....	甘源明 颜秉刚 李忠文	(1)
一、区域地质概况.....		(1)
二、蛇绿岩的基本特征.....		(4)
三、金的矿化类型及矿化分带.....		(10)
四、主要金矿床地质特征.....		(14)
五、矿床成因.....		(21)
六、成矿预测.....		(29)
结论.....		(33)
主要参考文献.....		(34)

秦巴花岗岩含金性研究.....严 阵 张改芳 李向民 (35)

一、秦巴花岗岩的基本特征.....		(35)
二、秦巴花岗岩金的地球化学.....		(42)
三、秦巴地区与花岗岩有关的金矿床.....		(49)
四、秦巴地区与花岗岩有关的金矿床成因、特征及找矿方向.....		(58)
主要参考文献.....		(70)

陕、甘、川境内碧口群含金性研究.....秦克令 何世平 宋述光 (71)

一、区域地质构造概述.....		(71)
二、鱼洞子群地质特征及含金性.....		(73)
三、碧口群含金性.....		(81)
四、碧口群金矿床矿化特征.....		(94)
五、地体构造演化及金成矿期.....		(103)
六、几点认识.....		(106)
主要参考文献.....		(108)

寻找金矿的综合物探方法与找矿模型研究.....姜 枚 刘煜洲 王寅生 马开义 (109)

一、金矿物探工作的地质前提.....		(110)
二、金矿的地球物理特征.....		(112)
三、金矿物探方法的应用.....		(117)
四、金矿区物探工作的地质效果.....		(129)
五、结束语.....		(147)
参考文献.....		(147)

低品位金矿堆浸技术研究.....张 云 蔡淑霞 杨宝善 李 黎 王立卓 (149)

一、前言.....		(149)
二、国内外堆浸现状.....		(149)

三、氰化堆浸提金原理	(150)
四、含砷硫化物低品位金矿堆浸研究	(153)
五、浸染状碳酸盐型半氧化低品位金矿堆浸研究	(160)
六、含铁硅质氧化型金矿堆浸研究	(166)
七、活性炭吸附金的研究	(171)
八、各类矿石堆浸性能的比较	(173)
九、猫岭金矿床选矿试验研究	(176)
十、结语	(181)
参考文献	(182)
利用轻便激电法在山区评价化探异常缩小找金靶区的理论研究	
..... 史元盛 应晓健 吴国平	(183)
前言	(183)
一、利用轻便激电法评价化探异常的几个理论问题	(184)
二、连续起伏地形条件下近场源激电法异常场的分布规律	(203)
三、野外工作中的若干问题	(207)
结论与建议	(210)
参考文献	(211)
粤西动力成岩成矿与金矿预测研究	
..... 杨开庆 刘曼俐 邵建国	(213)
前言	(213)
一、含金构造带与大区域构造变形的关系	(213)
二、新洲金矿田矿田构造、控矿构造与构造成矿作用	(219)
三、微观构造研究	(244)
四、成矿预测	(254)
结语	(254)
主要参考文献	(255)
图版	(256)

新疆托里县萨尔托海-安齐金矿带成 矿地质条件、分布规律及找 矿标志的研究

甘源明 颜秉刚 李忠文

(地质矿产部地质研究所)

内容提要 萨尔托海-安齐金矿成矿带位于西准噶尔褶皱带扎伊尔-达拉布特复向斜北翼。以有蛇绿岩套存在为其独特的区域成矿地质背景。

本文详细地论证了金矿床与区域地质构造和蛇绿岩套的时间、空间和成因关系,并认为火山机构具有重要的控矿意义。将区内金矿床划分为4个矿带:哈图-别鲁矿带、安齐矿带、萨尔托海矿带、包古图矿带,及2个矿化类型:蚀变岩型和石英脉型。全面深入地研究了齐求I和萨尔托海2个典型的金矿床。石英、黄铁矿和毒砂与金的富集有关,特别是黄铁矿的碎裂程度越高,金含量也就越高,石英中所含大半径阳离子元素的数量越多,金含量越高。

对元素垂直分带序列及趋势面分析,指出齐求I矿床下有隐伏矿体存在。在综合研究基础上进行了靶区预测,提出了若干个有希望的找矿地区。

萨尔托海-安齐金成矿带位于新疆托里县境内,南距克拉玛依市60 km。矿带长约100余公里,宽约30余公里,呈北东-南西向展布。矿带内分布有40多个金矿床和金矿点。行政上该地区属托里县管辖,故又称托里金矿带。

托里金矿带的大地构造位置应属西准噶尔岛弧带的达拉布特泥盆纪-石炭纪岛弧^①。金矿带与其中的蛇绿岩带有着极密切的关系。

一、区域地质概况

(一) 构造

区域内构造活动强烈,主要的构造线为NE-NEE向。区内不同期次、不同规模、不同性质的断裂非常发育,其中规模较大者有达拉布特断裂、萨尔托海断裂、安齐断裂、哈图断裂和黑苏断裂等(图1)。这些断裂均呈NE-NEE向展布,构成了本区基本的构造格架。此外,区内还有近EW、SN向和NW向断裂构造。

达拉布特大断裂:位于本区东南,呈NE 55°-60°方向展布,长度大于100 km。地质及地球物理资料表明,该断裂为北倾的逆掩断层,倾角上陡下缓,并具左行性质。该断裂对区内蛇绿岩和金矿的空间分布都起着明显的控制作用。

^① 新疆地矿局地质研究所,1985,新疆地质构造-建造图说明书,

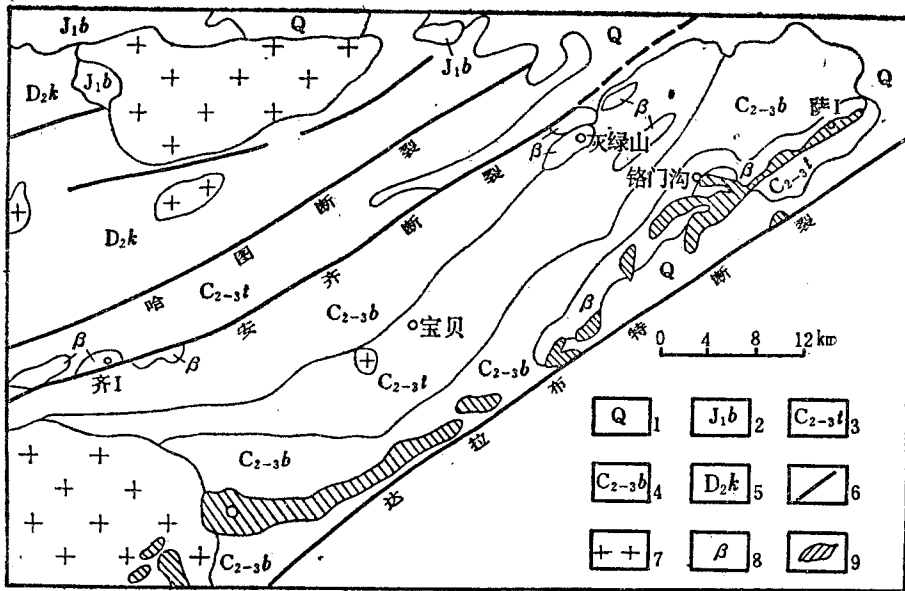


图 1 新疆托里金矿带地质略图

1—第四系；2—侏罗系八道湾组；3—中—上石炭统太勒古拉组；4—中—上石炭统包古图组；5—泥盆系库鲁木迪组；6—大断裂；7—中酸性侵入岩；8—玄武岩；9—超基性岩

萨尔托海断裂：位于本区东南，达拉布特大断裂之北，为其次级断裂。该断裂控制着萨尔托海地区各类地质体及矿床（点）的分布，为该地区重要的导岩和导矿构造。该断裂走向 NE 40°—55° 倾向北西，倾角 75° 以上。

安齐断裂：位于达拉布特大断裂北约 20 km，断裂倾向 NW 330°—340°，倾角 70°—80°。安齐矿带的金矿床（点）主要沿其两侧分布。

哈图断裂：位于哈图山南麓，安齐断裂之北约 5 km 并与其平行，产状相似。哈图断裂对安齐矿带中的矿床也起一定的控制作用。

位于哈图山之北的黑苏断裂与达拉布特大断裂平行，但距托里金矿带较远，对成矿影响不大。

物探资料证明，上述几条断裂均为推覆构造，呈典型的叠瓦式排列，倾角上陡下缓。这些断裂的形成，据认为是准噶尔地块向北迁移、增生的结果。

区域内褶皱构造复杂，枢纽起伏显著，并被纵横交错的断裂切割。总体上以哈图断裂为界，北侧泥盆纪地层为一倾向南东的单斜构造，倾角 50°—70°。安齐断裂和达拉布特大断裂之间为一巨大的复向斜——达拉布特复向斜。

（二）地 层

区内地层以上古生界为主，为一套巨厚的浅海相火山喷发沉积建造。此外，下侏罗统、第三系及第四系在本区也有少量出露。

1. 中泥盆统库鲁木迪组 (D₂k)

分布于区内哈图断裂以北地区，为一套较厚的浅海相火山碎屑沉积岩。主要岩性为灰绿至暗灰色薄层状凝灰质砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩夹中基性火山岩。其南界与中—上石炭统呈断层接触，北部有哈图岩体及铁厂沟岩体侵入。

2. 下石炭统希贝库拉斯组 (C₁x)

此组地层主要分布在达拉布特断层以南。局部出露在哈图断裂与安齐断裂之间, 出露面积不大, 厚度不明。由各种变凝灰质砂岩与变沉凝灰岩组成不均匀的互层。有变沉凝灰岩、变凝灰质砂岩、变凝灰质粉砂质泥岩、变凝灰质砂砾岩等。局部还夹有变砾岩、硅质岩以及火山岩碎屑等物质。此组地层与下伏的中泥盆统库鲁木迪组 (D_2k) 为断层接触, 而与中—上石炭统包古图组 (C_{2-3b}) 为整合接触。

3. 中—上石炭统包古图组 (C_{2-3b})

在哈图山、齐求及达拉布特河一带均有出露。主要岩性为一灰黑色薄层状凝灰质粉砂岩、凝灰质砂岩互层, 局部地区可见硅质岩、硬质砂岩和大理岩化灰岩等, 与中—上石炭统太勒古拉组 (C_{2-3f}) 为整合接触, 局部地区为断层接触。

4. 中—上石炭统太勒古拉组 (C_{2-3f})

其底部为厚数米至数百米的杂色基性喷发岩 (常作为与包古图组的分层标志), 上部以厚层状凝灰质粉砂岩为主, 并夹薄层状凝灰质砂岩、凝灰岩、硅质岩和长石砂岩等。

5. 下侏罗统八道弯组 (J_1b)

主要分布于本区北部如铁厂沟一带, 岩性为砾岩、砂岩、泥岩并夹数层可采煤层。

6. 新第三系上新统昌吉河组 (N_2ch)

零星分布在哈图岩体南麓地区, 主要为一些灰色、红色和红褐色的粗砂岩、砾岩及泥岩等。

7. 第四系 (Q)

为一些砂砾及砂土。分布于区内山麓地带及河谷中。

(三) 中酸性岩浆岩

本区岩浆活动强烈, 中酸性岩浆岩发育, 分布广泛。围绕区内金矿成矿带分布有大小岩体10余个, 其中主要有阿克巴斯套、铁厂沟、红山、别鲁和宝贝等岩体, 呈岩株状或岩基状产出。其中最大者分布面积超过 100 km^2 。

石英闪长岩类: 区内此类岩体仅见4个, 大小不一, 形态各异。最大者为别鲁阿卡西石英闪长岩体, 出露面积 15 km^2 , 呈小岩株状。其余出露面积皆小于 4 km^2 。岩体受NNE、NEE向构造控制, 侵入于中泥盆统和中—上石炭统地层中, 侵入接触面凹凸不平。

该期岩体分异较差, 岩相无明显分带。主要岩石类型为石英闪长岩, 局部为黑云母闪长岩。主要矿物组成为斜长石 (40%—60%), 石英 (10%—20%)、钾长石 (5%—15%)、角闪石 (10%—25%), 局部黑云母含量较高。副矿物以磁铁矿、磷灰石、榍石、锆石等为主。

花岗岩: 以钾质花岗岩为主, 岩体侵入到中—上石炭统和早期的超基性岩中, 在与围岩的接触带上, 岩石普遍发生强烈的角岩化, 角岩化带最宽可达 2000 m 。花岗岩岩体分异较好, 岩相分带明显。多数岩体可划分为中央相和边缘相两个相带。如铁厂沟、石棉矿等岩体, 较大的岩体如阿克巴斯套岩体。在上述二岩相带间还出现过渡相带。中央相由中—粗粒黑云母花岗岩、角闪花岗岩或钾质花岗岩组成; 边缘相带由中粒结构的文象花岗岩、似斑状黑云母花岗岩、石英闪长岩等组成; 过渡相则为中粗粒角闪花岗岩和钾质花岗岩。

表1为本区中酸性岩岩石化学分析数据。利用Raju(1977)的Ca-Na-K图解法投图可知, 本区24个中酸性岩浆岩样品中, 基本上投影在岩浆成因的范围内 (图2)。

花岗岩的形成可能是下地壳的基底岩石, 在板块俯冲下插过程中, 由于温度、压力的

表 1 中酸性岩浆岩平均化学分(%)

岩体名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	烧失量
阿克巴斯套花岗岩(9)	73.40	0.19	12.83	0.18	2.99	0.24	0.80	3.78	4.63	0.26
哈图花岗岩(5)	72.85	0.20	13.04	0.18	2.56	0.25	0.87	3.80	4.48	0.39
铁厂沟花岗岩(7)	73.46	0.27	13.03	0.49	1.93	0.42	1.15	3.75	4.56	0.28
别鲁石英闪长岩(3)	59.02	0.76	16.35	0.63	4.80	5.11	4.87	3.60	2.33	1.70

注：括号内数字为样品数

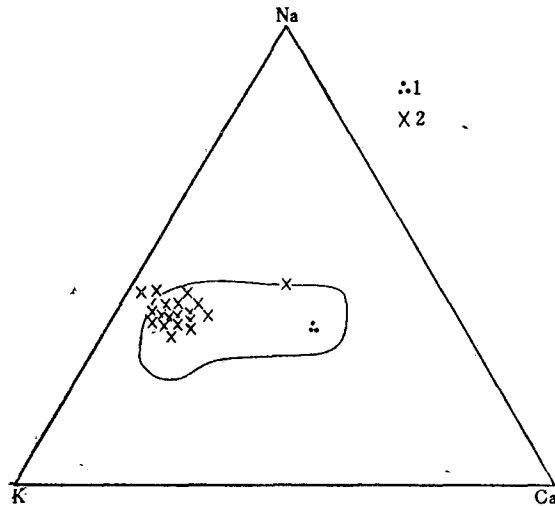


图 2 岩浆的和其他成因的花岗岩 Ca-Na-K (原子重量百分数) 图解 (圈定的区域为岩浆成因花岗岩)

(据 R. D. Raju, 1972)

1—石英闪长岩；2—花岗岩

升高，使下地壳或上地幔的物质发生局部熔融，大规模花岗质岩浆上侵形成的。

据同位素资料，花岗岩的形成时代在 200—266Ma 之间，明显晚于蛇绿岩的形成时代。

除上述侵入岩外，本区还出露有闪长玢岩脉、石英闪长玢岩脉、辉石闪长玢岩脉，以及花岗岩脉、细晶花岗岩脉等。

二、蛇绿岩的基本特征

(一) 蛇绿岩的地质特征

区内出露的晚古生代蛇绿岩，主要分布于石炭纪海相火山碎屑沉积岩中，沿达拉布特断裂北侧和安齐断裂两侧断续出露，大致呈 NE—NNE 向展布，分布构成南北向两个亚带。南亚带东起木哈塔依，向西南经萨尔托海、达拉布特直至苏鲁乔克，全长约百余公里。北亚带沿白杨河谷南侧断续出露，经大棍沿安齐断裂向西南方向延伸直抵哈桑河坝。

南、北两亚带中的岩石组合截然不同。北亚带主要由玄武岩组成，而南亚带除玄武岩外，还包含有蛇绿岩套的其它镁铁质、超镁铁质成分。

作为蛇绿岩套重要标志的含放射虫硅质岩，在区内主要呈似层状、团块状分布于玄武岩中或凝灰质砂岩中。岩石致密，具隐晶结构，矿物成分除石英外有少量绿泥石、碳酸盐和碳质物质。

然而，在区内没有发现完整的蛇绿岩剖面。蛇绿岩大部分已被断层强烈肢解。

(二) 超镁铁岩

主要分布在达拉布特深大断裂北侧，东起木哈达依，西至柳树沟，沿 NE-SW 向断裂绵延70多公里，出露面积26 km²。岩体呈岩墙状、单斜状、岩株状及岩枝状产出，倾斜方向与达拉布特断裂的倾向大致相同，总体倾向北西，倾角60°—70°。

超基性岩体的分异较差，岩相分带不明显。组成岩体的岩石主要为斜辉橄橄榄岩，次为纯橄岩、辉橄岩、二辉橄橄榄岩等。岩石普遍受到不同程度的蛇纹石化和碳酸盐化，局部形成蛇纹岩或滑石菱镁岩等。

岩石一般呈浅绿色，具块状、片状构造，斑状、网状、变斑状结构。主要矿物为橄橄榄石，次为紫苏辉石、顽火辉石、基性斜长石等。副矿物为铬尖晶石、钛铁矿、针镍矿、磁黄铁矿和钙铬榴石等。蚀变矿物见有蛇纹石、叶绿泥石、菱镁矿等。

区内超镁铁岩的平均化学成分列于表2。为了对比，也将世界上典型蛇绿岩中的超镁铁岩成分列于表内。从表2可以看出，本区的超镁铁岩成分与特罗多斯和兰佐同类岩石相

表2 托里矿区超镁铁岩化学成分(%)及其对比

岩石名称	斜辉橄橄榄岩		纯橄橄榄岩		二辉橄橄榄岩		橄橄榄岩	高钙铝	低钙铝	估计上 地幔成分
	特罗多斯 (8)	本区 (35)	特罗多斯 (10)	本区 (36)	兰佐 (12)	本区 (10)	本区 (5)	橄橄榄岩 球块 ^①	橄橄榄岩 球块 ^②	
SiO ₂	43.50	43.73	40.40	39.37	44.0	44.96	44.10	44.58	41.10	44.20
Al ₂ O ₃	0.47	1.27	0.44	1.71	3.7	3.05	1.49	2.81	0.56	2.70
Fe ₂ O ₃	5.4	5.71	5.4	6.87	2.1	4.38	5.81	1.16	1.24	1.10
FeO	3.2	2.75	3.9	3.12	6.3	4.41	2.58	7.34	9.31	7.30
MgO	45.70	44.99	49.1	47.09	40.9	38.3	42.40	40.95	46.33	41.30
CaO	0.77	0.46	0.18	0.35	2.4	3.58	2.40	2.49	0.17	2.40
Na ₂ O	0.01	0.08	0.01	0.10	0.2	0.15	0.06	0.22	0.23	0.25
K ₂ O	0.00	0.05	0.00	0.07	—	0.06	0.06	0.04	0.03	0.015
TiO ₂	0.01	0.04	0.01	0.02	0.1	0.09	—	0.09	0.08	—
Cr ₂ O ₃	0.39	0.62	0.41	0.84	0.1	0.43	1.02	0.30	0.35	0.30
MgO/(MgO+〈FeO〉)	0.85	0.84	0.84	0.82	0.83	0.82	0.83	0.83	0.82	0.83

① 哈里斯(1976)，示可熔组分未经或只经过有限耗损的地幔物质(CaO、Al₂O₃均大于2%—3%)。

② 哈里斯(1976)，示玄武质岩浆被吸出后，留下的残余地幔物质(CaO、Al₂O₃均小于1%)。

资料据朱宝清等，1987

括号内数字为样品数

比，在MgO/(MgO+〈FeO〉)方面十分近似。但区内的纯橄岩和斜辉辉橄岩比特罗多斯同类岩石含有较高的Al₂O₃、Na₂O和K₂O。而橄橄榄岩中的CaO含量则相当于哈里斯(1976)提出的可熔组分没有经过或只经过有限耗损的地幔成分。二辉橄橄榄岩与兰佐地区的二辉橄

榄岩相比含有较低的 Al_2O_3 和较高的 CaO ，但 Al_2O_3 含量更接近于估计的上地幔成分。

稀土元素分析结果表明，区内超镁铁岩的稀土元素丰度很低，其含量大部分都小于 1×10^{-6} ，稀土元素总量变化在 $0.17 \times 10^{-6} - 4.23 \times 10^{-6}$ 之间，但从纯橄岩到二辉橄岩稀土元素总量呈递增趋势，其中二辉橄岩的稀土元素总量($2.5 \times 10^{-6} - 4.23 \times 10^{-6}$)与球粒陨石(3.32×10^{-6})接近，这表明这类岩石只经过了低度的部分熔融，代表低度亏损的上地幔成分。由纯橄岩到斜辉辉橄岩到二辉橄岩，稀土元素总量递增，表明这些岩石的部分熔融程度的不同。

图3为本区超镁铁岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式，从中也反映出这些岩石部分熔融程度的差异。

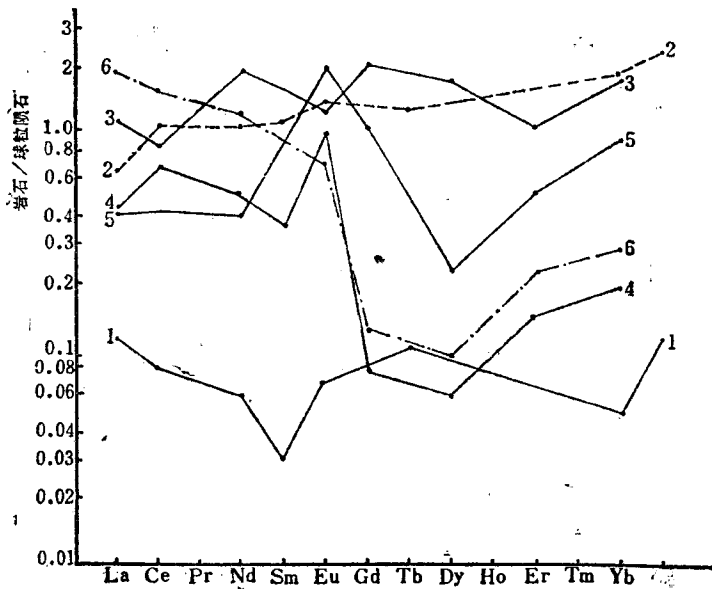


图3 超镁铁岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式

1—纯橄岩；2—二辉橄岩；3—二辉橄岩；4,5—斜辉橄岩；6—含辉纯橄岩

(三) 玄武岩的基本特征

区内玄武岩与石炭纪地层呈“互层状”产出，在南北两亚带广泛发育。但南亚带玄武岩与超镁铁岩密切共生，枕状构造不发育，可能为蛇绿岩带的下部层位，而北亚带玄武岩不见与超镁铁岩共生，枕状构造较发育，可能为蛇绿岩带的上部层位。

岩石为灰绿—暗灰绿色，风化面上呈褐色或土黄色，块状构造，但在部分地区，如灰绿山和齐求I西部，枕状构造发育。枕体具椭球状或球状，长轴一般长十余厘米至数十厘米。枕体呈紧密堆积，具压扁拉长状态。枕体间常充填有玄武岩质成分和绿泥石、碳酸盐及硅质物等。枕体杏仁状气孔发育，大小不一，自边部至中心杏仁体有逐渐减小趋势，气孔内常充填有方解石、石英和绿泥石等。枕体外壳常有1—2 cm的冷凝边，表面常见放射状裂纹。

玄武岩矿物成分主要有斜长石和单斜辉石。斜长石大多为板条状，杂乱排列，其间常充填有细粒他形的单斜辉石或脱玻化绿泥石，构成清楚的间粒结构、间隐结构或辉绿结构。斜长石有时呈细长的针状体，并与辉石或其他蚀变矿物及磁铁矿维晶形成放射状、羽

状、束状或假球粒状。岩石在不同程度上均遭受过后期蚀变，绿泥石化、阳起石化、绿帘石化发育。在破碎带附近，岩石压碎现象十分明显，有时伴有葡萄石化，且常与石英或长石组成团块，或呈葡萄石脉产出，局部碳酸盐化地段常伴有钠长石和石英的产出。

2. 岩石化学特征

区内玄武岩的平均化学成分见表3，为对比方便，将不同构造环境的玄武岩成分也列于表3内。从表3中可看出区内不同地点的玄武岩平均化学成分大致近似。

表3 区内玄武岩平均化学成分(%)

化学成分	地点					
	齐求 I (34)	齐求 II (3)	灰绿山 (7)	洋脊玄武岩①	岛弧拉斑玄武岩①	边缘盆地玄武岩①
氧化物	平均	平均	平均	ORB	IAT	MBB
SiO ₂	47.96	47.87	48.70	49.62	51.57	48.80
TiO ₂	1.05	0.75	1.11	1.44	0.80	1.20
Al ₂ O ₃	13.43	12.57	14.53	16.13	15.91	16.40
Fe ₂ O ₃	3.24	3.12	5.28	2.14	2.74	2.00
FeO	8.05	7.51	7.49	7.69	7.04	6.90
MnO	0.20	0.39	0.22	0.17	0.17	0.20
MgO	6.88	6.45	6.87	7.78	6.73	8.60
CaO	9.22	7.39	8.55	11.34	11.74	12.60
K ₂ O	0.45	0.72	1.42	0.20	0.44	0.18
Na ₂ O	2.51	2.70	2.00	2.75	2.41	2.40
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.11	0.14	0.11	0.08
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	12.79	16.76	13.09	11.20	—	—
CaO/TiO ₂	8.78	9.85	7.70	7.87	14.67	10.50
Na ₂ O+K ₂ O	2.96	3.42	3.42	2.95	2.85	2.58
<FeO>/MgO	1.59	1.61	1.77	1.24	1.41	1.01
CaO/Al ₂ O ₃	0.69	0.59	0.59	0.70	0.74	0.77
Na ₂ O/K ₂ O]	5.58	3.75	1.41	13.75	5.50	13.33
碱度(A·R)	1.30	1.41	1.35	1.24	0.23	1.21

① 原始数据引自朱宝清等(1987)；括号内数值为样品数。

由表3可看出，本区玄武岩在化学成分上总的来看，与洋脊玄武岩和岛弧拉斑玄武岩无明显的差别，但就某些组分来看，如TiO₂、K₂O和MgO以及钠/钾比值，与岛弧拉斑玄武岩更为接近。

为了进一步探讨区内玄武岩的化学成分类型，我们采用了久野(1966)的(Na₂O+K₂O)%—SiO₂%和巴拉格尔和欧文(1971)AFM图解(图4, 5)。从中可看出，本区玄武岩的成分投点，绝大部分均落在拉斑玄武岩的区域范围内，只有极少部分的成分投点落在其边界附近的钙碱(碱)性玄武岩区内。这就表明区内玄武岩绝大部分是拉斑质的，只有极少数属钙碱性熔岩。

为了进一步判别这些玄武岩的构造环境和岩浆类型，我们利用岩石中8种主要组分(SiO₂、TiO₂、Al₂O₃、FeO、MgO、CaO和Na₂O、K₂O)按J. A. Pearce(1976)方法进行多元统计分析，计算出判别函数F₁、F₂和F₃分别投影于J. A. Pearce图解上(图6)，从中可看出区内玄武岩大部分属于岛弧低钾拉斑玄武岩。为了检查上述判别的可靠程度，

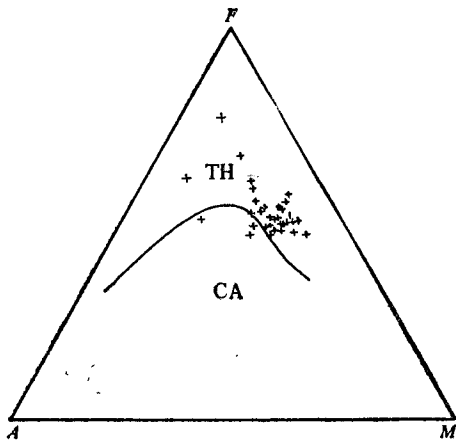


图 4 玄武岩化学成分AFM图解

(据欧文、巴拉格尔, 1971)

TH—拉斑玄武岩; CA—钙碱性玄武岩

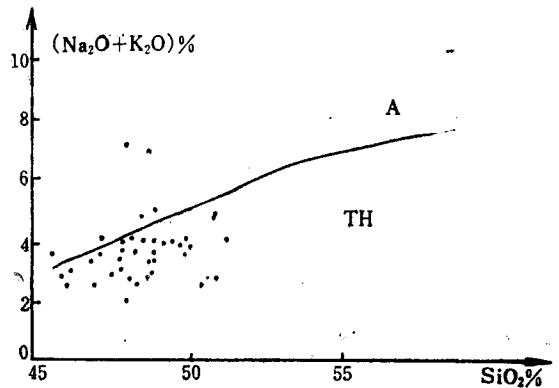


图 5 玄武岩化学成分类型 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ 图解

(据久野, 1966)

A—碱性玄武岩; TH—拉斑玄武岩

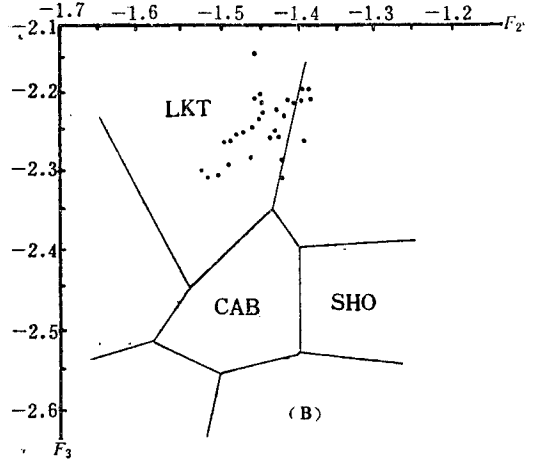
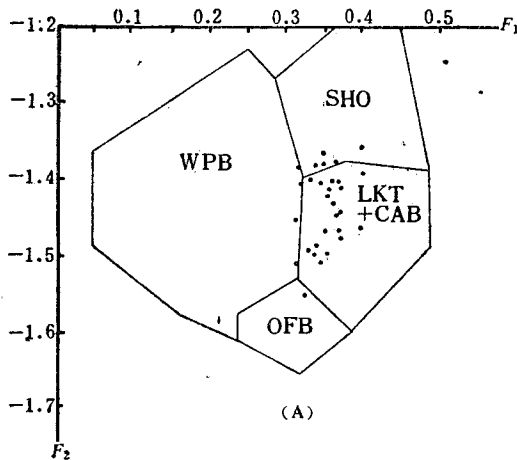


图 6 玄武岩浆类型 $F_1 - F_2$ (A); $F_2 - F_3$ (B)判别图解

(据J. A. Pearce, 1976)

OFB—洋底玄武岩; LKT—岛弧低钾拉斑玄武岩; CAB—钙碱性玄武岩; SHO—橄辉粗玄武岩; WPB—板内玄武岩

我们又根据Capadri(1980)和J. A. Pearce (1982)方法, 利用微量元素Ni-Y, Cr-Y作图(图7, 8)进行验证, 投点结果完全一致。这表明上述的判别是可靠的。

3. 玄武岩稀土元素特征

区内玄武岩的稀土元素球粒陨石标准化配分模式见图9。从中可以清楚地看出本区玄武岩明显地存在着两种不同类型。一种为平坦型, 另一种为轻稀土富集型。前者以齐求I、大棍和J-49异常区为代表, 其特点是稀土元素含量低, 稀土元素总量为 $18 \times 10^{-6} - 50 \times 10^{-6}$, 约为球粒陨石的10倍左右。其中 $[\text{La}/\text{Sm}]_N = 0.69 - 0.95$, $[\text{Ce}/\text{Yb}]_N = 0.80 - 1.17$, $[\text{Gd}/\text{Yb}] = 1.09 - 1.58$, 大部分接近于1, $[\text{L}/\text{H}]_N = 0.60 - 0.89$, 轻稀土略显亏损, 稀土模式曲线呈向上微拱的宽阔弧形, Eu和Dy显微弱的正异常, Lu值略有抬升, 曲线型式与大洋玄武岩近似。在靠近金矿脉的岩石中(QI-19(图略), B-1204-41), 可能是

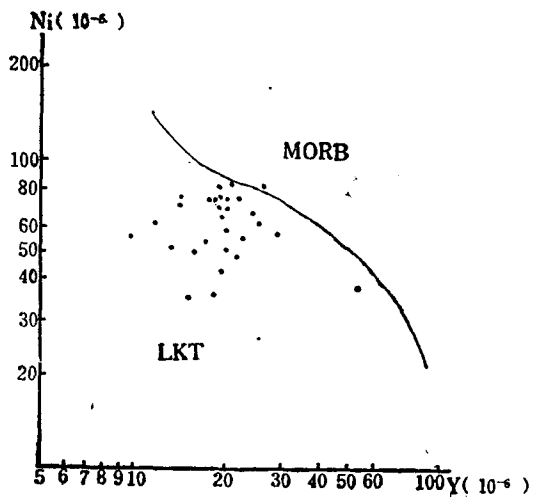


图 7 玄武岩类型Ni-Y图解
(据Capdri, 1980)

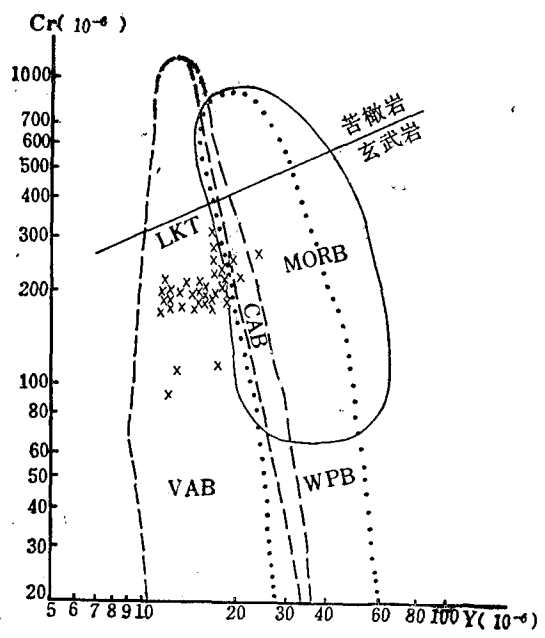


图 8 玄武岩类型Cr-Y图解
(据J. A. Pearce, 1982)

LKT—岛弧拉斑玄武岩 (虚线); CAB—钙碱性玄武岩;
MORB—洋中脊玄武岩 (实线); WPB—板内玄武岩 (点
线); VAB—火山弧玄武岩

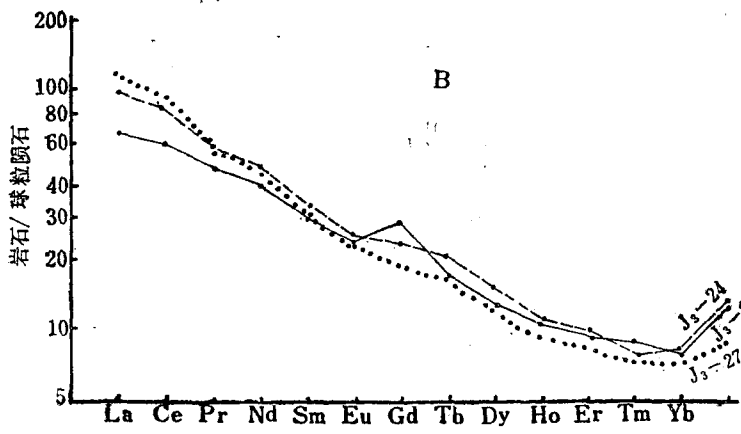
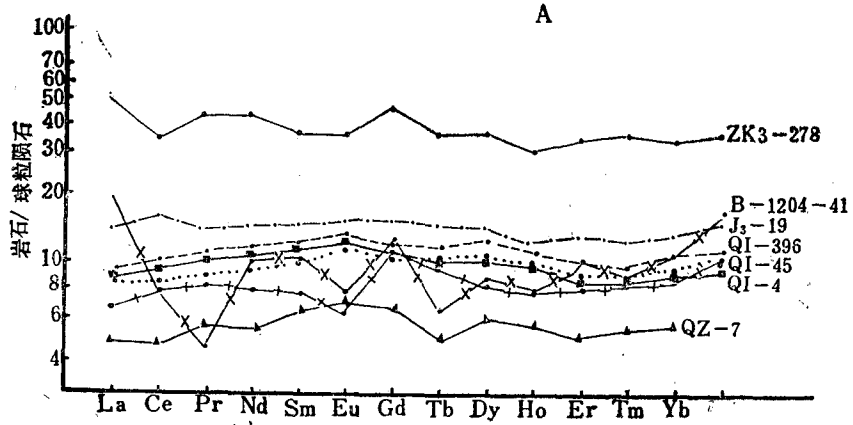


图 9 托里地区玄武岩稀土元素球粒陨石标准化模式图
A—齐求I矿区; B—齐求I西部

由于后期蚀变的影响部分矿物分解,使部分稀土元素如Ce、Pr、Eu和Tb发生明显的亏损。J-49异常区的玄武岩(ZK3-278)的稀土元素含量为球粒陨石的30—40倍,但 $[L/H]_N$ 、 $[La/Sm]_N$ 、 $[Ce/Yb]_N$ 和 $[Gd/Yb]_N$ 比值仍接近于1,模式曲线也属平坦型,但与齐求I相比,其模式曲线位置较高,曲线变化近似,但有较明显的Ce负异常和Gd正异常。

轻稀土富集型对齐求I西部的玄武岩最具代表性,其特点是重稀土元素含量与平坦型玄武岩近似,但轻稀土元素含量明显升高。各种数字特征均大于平坦型玄武岩。其中 $[L/H]_N=2.42-4.20$, $[La/Sm]_N=2.38-4.12$, $[Ce/Yb]_N=7.52-13.60$, $[Gd/Yb]_N=2.6-3.59$ 。稀土元素球粒陨石标准化曲线形态表现为单调的下降,坡度较陡,呈现明显的轻稀土分馏,其模式与碱性玄武岩近似。

三、金的矿化类型及矿化分带

(一) 金的矿化类型

托里金矿带按其矿化特征,可归纳为2个大矿化类型:石英脉型和蚀变岩型。

1. 石英脉型金矿

受各种裂隙控制。矿体的形状、产状、大小、延深及延长等分布特征,均受断裂的特征及其形成机制的制约。矿体大多成群出现,脉长几十米至百余米,有的可到几百米,但厚度大于1m者少见,多为几十厘米。

此类型石英脉矿体,一般都贫硫化物,硫化物的含量约在5%左右。硫化物多呈细脉状分布在石英脉的裂隙中,或出现在石英脉与围岩的接触处。主要硫化物为黄铁矿和毒砂,其次为黄铜矿、闪锌矿、磁黄铁矿及辉铜矿等。金以3种形式出现,一是以明金形式分布在石英脉的裂隙中,或沿石英颗粒间发育;二是呈金矿物的显微包体存在于硫化物中,主要是黄铁矿和毒砂中;三是据分析结果也可能有极少量的金呈离子状态存在于黄铁矿和毒砂等硫化物的晶格中。

根据本区内石英脉型金矿化的产出特征,又可分为若干亚类。现将其主要特征分述如下:

(1) 中酸性侵入岩与凝灰岩接触带附近的含金石英脉型矿体 它们主要分布在哈图-别鲁矿带内(图10),多发育在接触带的挤压破碎带中,矿体产状与接触带的产状一致。矿化带可延长到几百米,宽度从几米到几十米,矿带内石英脉断续发育,脉厚约几十厘米。矿石中金含量一般为 $1 \times 10^{-6}-3 \times 10^{-6}$,有的可达 8×10^{-6} 。另外,也有少量的细小含金石英脉发育于侵入体中。

(2) 发育在超基性岩蚀变带中的石英脉型矿体 它主要分布在超基性岩体内,由石英菱镁岩和滑石英菱镁岩组成的蚀变带的裂隙中。蚀变带最长可达1km,厚可达100余米。含金石英脉宽一般为几十厘米,最宽者可达1m左右,它们多沿蚀变带中破裂带的中部发育。此外,在其两侧还常常发育有一些受次级裂隙控制的厚几厘米的网状含金石英脉。本亚类石英脉金矿体围岩常见有铬云母化和硅化。黄铁矿为矿石的主要金属矿物,次为毒砂、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、铬尖晶石、辉砷镍铁和自然金等。非金属矿物有石英、菱镁矿、白云石、铬云母及滑石等。本亚类以萨尔托海金矿床为代表。

(3) 充填于凝灰岩片理中的石英脉型矿体 它们与扭性断裂的片理化带密切相关,

矿化带与片理化带基本一致。矿化带长可达几百米，宽为3 m左右，并常由数条含金石英脉组成。自然金多以明金形式出现。主矿脉厚几十厘米，其两侧常分布有一些细小石英脉。石英脉内的裂隙往往被硫化物细脉所充填，但在石英脉与围岩的接触部位，硫化物富集特别明显。这些硫化物风化后变为褐色的赭石，为本区找金矿的主要标志之一。本亚类以安齐矿带中齐求Ⅱ号矿床最具典型。

(4) 发育在玄武岩或凝灰岩内碧玉岩夹层中的石英网脉型矿体 局部沿断裂带发育的碧玉岩，由于后期热液作用形成含磁铁矿或赤铁矿的细粒石英岩，在其中形成网状含金石英脉。该类石英脉可分为2期。早期石英脉含浸染状黄铁矿，金的含量较低；晚期石英脉中含有明金和硫化物，硫化物呈细脉状，有时可切穿石英脉，有时则发育在石英脉边缘部裂隙中。黄铁矿为硫化物中的重要矿物，其次为黄铜矿，它们均含有自然金的显微包体。

(5) 破裂带中石英脉型矿体 本类型矿体以包古图矿带为典型。主要特征是含金石英脉多发育在较次级断裂的破碎带中。围岩多为凝灰岩，含金石英脉常成群出现。矿区内有中酸性脉岩发育，部分矿脉与其有密切关系，在矿区外围2—3 km处有酸性小侵入体存在。围岩蚀变主要为碳酸盐化和黄铁矿化。

(6) 产于玄武岩中的细网脉状含金石英脉型矿体 此类金矿体主要分布在安齐矿带，沿安齐断裂旁侧的玄武岩片理化带内。片理化带较宽，可达数十米，且断续延长甚远，含金石英脉呈细网脉状，或相互平行或复合分枝，矿脉一般宽3—10 mm。矿脉两侧围岩蚀变有硅化、黄铁矿化及褐铁矿化等。

2. 蚀变岩型金矿

该类型金矿矿体产于含金石英脉两侧或断裂带内，强烈蚀变的富含硫化物的含金蚀变岩石中。按其产出地质特征，可分为如下2类：

(1) 蚀变玄武岩型金矿体 矿体主要产于玄武岩中石英脉型金矿体两侧或断裂带内。这类矿体蚀变强烈，主要有碳酸盐化、绿泥石化和硅化，而黄铁矿化和毒矿化尤为此类矿体的标型特征。矿石矿物成分比较复杂，除含大量黄铁矿和毒砂外，可见少量的黄铜矿、黝铜矿、闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿、斑铜矿等。黄铁矿与毒砂常相伴产出，为主要的载金矿物，常呈细脉状、网脉状或浸染状分布于矿石中。因而矿石中硫化物的含量常可作为矿体含金性的重要标志。本类金矿体一般不见明金，它们主要以显微包体形式赋存于硫化物中。或以离子状态存在于硫化物的晶格内。在本区内，这一类型金矿体和石英脉型矿体一样，均具有重要的工业意义，为勘探和开采的重要对象。

(2) 蚀变超基性岩型金矿体 这里指的是分布于超基性岩断裂带中强烈蚀变的含金岩石。它们在热液作用下已部分或全部变为石英菱镁岩、滑石菱镁岩或石英-滑石菱镁岩，同时伴有不同程度的硅化和铬云母化。矿石中金属矿物以黄铁矿为主，次为毒砂、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、铬尖晶石、辉砷镍矿和白钨矿；脉石矿物则为石英、菱镁矿、白云石、铬云母及滑石等。金主要呈显微包体赋存于黄铁矿和黄铜矿等硫化物中，少量金以离子状态进入硫化物晶格中。

在上述各类型间，有时可见到它们的过渡类型。

(二) 金矿化分带

托里金矿带主要受北东、北北东方向展布且大致平行的几条区域断裂的控制，即达拉布特断裂、安齐断裂、哈图断裂。根据成矿地质特征，由北往南依次可分为哈图-别鲁矿

带、安齐矿带、萨尔托海矿带和包古图矿带 (图10)。

1. 哈图-别鲁矿带

该矿带位于本区北部，长约40km，宽10km左右。据新疆地矿局第十一地质大队统计，矿带计有金矿点70—80处，它们大多沿哈图断裂和别鲁断裂之间呈带状分布，局部密集成群 (图11)。

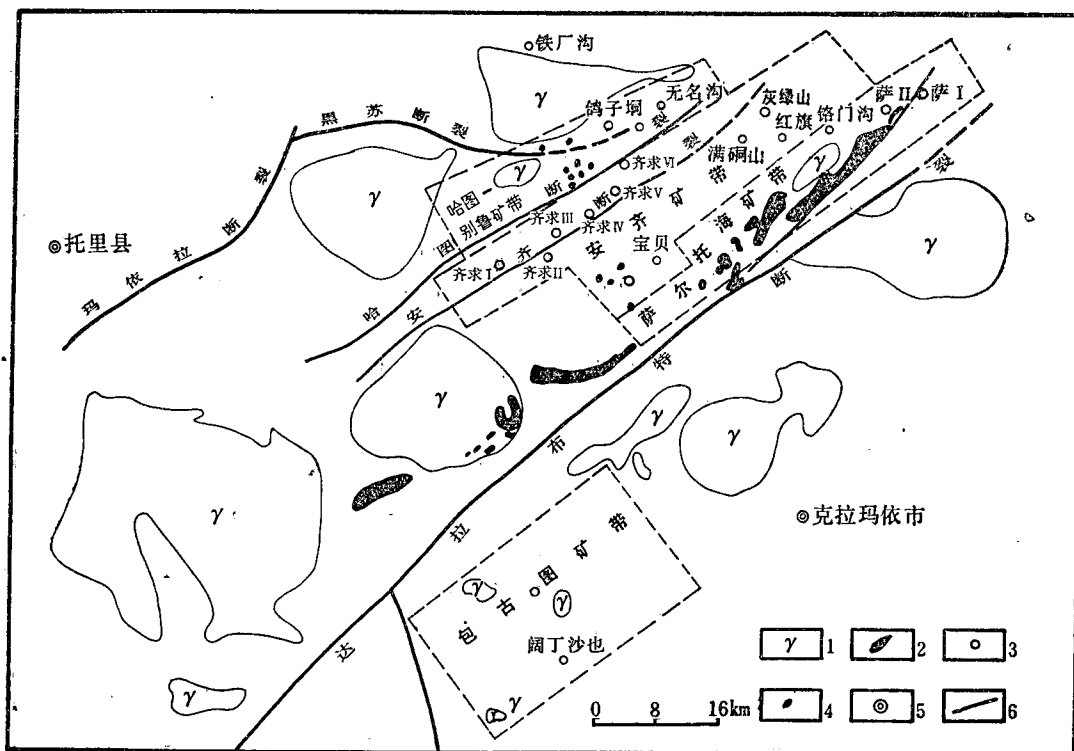


图 10 托里金矿带矿床分布及矿带区划图

1—花岗岩；2—超基性岩；3—金矿床；4—金矿点；5—城镇；6—断层

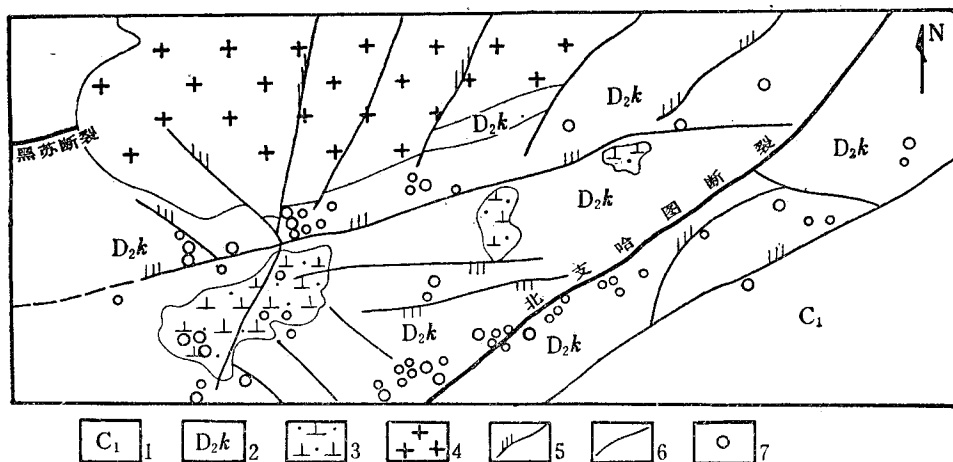


图 11 哈图-别鲁矿带金矿点分布示意图

1—下石炭统；2—中泥盆统库鲁木迪组；3—石英闪长岩；4—花岗岩；5—压扭性断裂；6—性质不明断裂；7—金矿化点