第10卷 第4期
1994年11月

岩 石 学 报
ACTA PETROLOGICA SINICA

Vol. 10, No. 4
Nov., 1994

造山带环境中的东疆型镁铁-超镁铁杂岩*

顾连兴　诸建林　郭继春　廖静娟　严正富　杨　浩
（南京大学地球科学系　南京　210093）
王金珠
（新疆地矿局第六地质大队　乌鲁木齐　839000）

摘　要　新疆东部黄山-镜儿泉一带产有大-中型铜镍矿床的镁铁-超镁铁岩体是中石炭统弧后盆地引张环境下的热侵位产物；主要岩石类型有橄榄岩、辉橄岩、橄辉岩、二辉岩、辉长苏长岩、苏长辉长岩、辉长岩、橄长岩、辉长岩和闪长岩等；其超镁铁岩相对富铁，不具变质组构，并具橄榄石＋斜方辉石＋单斜辉石＋角闪石±斜长石矿物组合；岩石化学以富硅、贫碱、贫铝、贫钙为特征，并具拉斑玄武岩系演化趋势。这些岩体是造山带杂岩体的一种新类型，可称为东疆型。

主题词　造山带　镁铁-超镁铁岩　岩石成因　天山

1 前　言

哈密市东南约140km处的黄山地区是一个产有大、中型铜镍硫化物矿床的已知成矿区。七十年代以来，新疆地矿局第六地质大队和新疆冶金地质勘探公司七O四队先后对该区的镁铁-超镁铁杂岩体及其中的铜镍矿床作了详细地质勘探，积累了丰富的资料。在此基础上，王润民等(1987)，钟应先 (1989)和曾昭祥等(1991)对该区岩体的地质和成矿特征作了系统研究。1986年，作者等在黄山以东约100km的镜儿泉地区新发现了若干镁铁-超镁铁杂岩体①(顾连兴等 1992a)，从而使黄山与镜儿泉相连而成一条长近200km的带(图1)。但是，以往的研究对这些杂岩体的成因类型均未作深入探讨。

黄山-镜儿泉岩带产于东天山海西造山带东段。关于造山带中镁铁-超镁铁岩的分类，是一个长期热烈讨论的课题。Naldrett and Cabri (1976)把显生宙造山带中的杂岩体分为阿尔卑斯型和阿拉斯加型。按 Den Tex (1969)的意见，阿尔卑斯型又可分成蛇绿岩型和山根带型。此后 Snoke et al. (1981；1982)在美国西部克拉马思山和内华达山区又研究了一类同样产

* 本文于1993年12月18日收到，1994年4月11日改回.
本文为国家自然科学基金项目(49172094)成果和国家305攻关项目联合资助.
第一作者简介：顾连兴　男50岁　教授　矿床学、岩石学专业
① 顾连兴执笔. 1990. 镁铁-超镁铁岩类. 见于：胡受奚，顾连兴等编. 东天山花岗岩及其含矿性研究. 国家305项目16课题报告：204～217

于造山带，但其特征与阿尔卑斯型和阿拉斯加型均显著不同的橄榄岩-闪长岩杂岩体，Kelemen et al.(1986)称之为克拉马思型。近年来，张旗等(1987；1990；1992)研究了我国横断山区镁铁-超镁铁岩，提出将阿尔卑斯型解体为蛇绿岩型、义敦型和相当于山根带型的改造型，在此基础上进一步把造山带环境下形成的镁铁-超镁铁岩分成蛇绿岩型、义敦型、阿拉斯加型、橄榄岩-闪长岩型和改造型。本文将在研究黄山-镜儿泉岩带特征和成因归属的基础上，探讨造山带中各类镁铁-超镁铁岩，尤其是阿拉斯加型与橄榄岩-闪长岩型之间的关系问题。

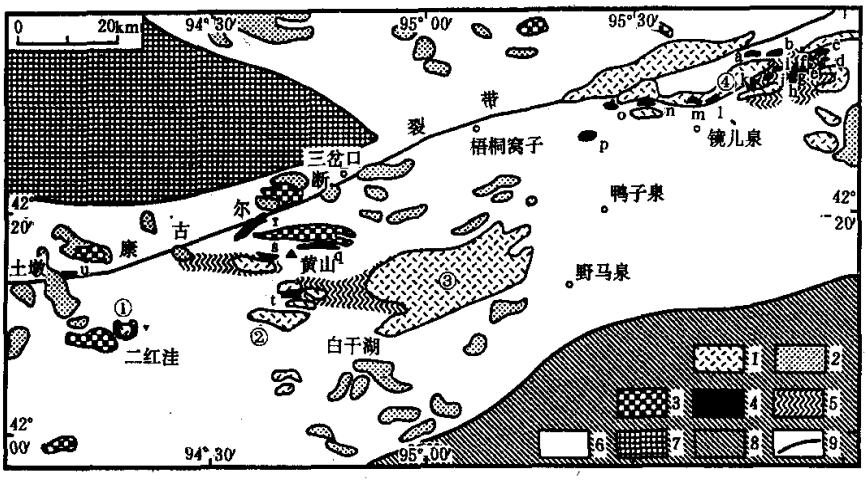


图 1 黄山-镜儿泉地区侵入岩分布图

海西晚期：1. 改造型花岗岩；海西中期：2. 同熔型花岗岩；3. 闪长岩；4. 镁铁-超镁铁岩(编号 a-v)；5. 混合岩化；6. 中石炭统火山-沉积岩系；7. 吐鲁番-哈密地块；8. 中天山地块；9. 深断裂

Fig. 1 Distribution of intrusive rocks in the Huangshan-Jing'erquan area

2 岩带地质特征

黄山-镜儿泉镁铁-超镁铁岩带呈 NNE 走向(图 1)，侵位于东天山海西造山带东段，吐鲁番-哈密前寒武纪地块与其南侧觉罗塔格活动陆缘的衔接部位。岩体的分布受康古尔断裂带(竺国强等 1992a；王赐银等 1992)控制，其直接围岩为中石炭统干墩组硅质岩、硅质凝灰岩、砂岩、粉砂岩和灰岩，以及梧桐窝子组基性至中酸性火山岩、火山碎屑岩，夹碎屑岩、碳酸盐和硅质岩(阎文元等 1985；郭召杰等 1990；竺国强等 1992b)。围岩的变质相普遍为绿片岩相，在双叉沟和镜儿泉一带变质较深，达角闪岩相，并受到显著混合岩化，局部出现十字石-蓝晶石-夕线石中压型矿物组合(竺国强等 1992a；王赐银等 1992)。

岩带中迄今已发现镁铁-超镁铁岩体 20 余个(图 1)。各岩体规模不等，露头面积最大者近 10km²，最小者仅数平方米。平面形态呈近等轴至厚透镜状(图 2)，往深部常渐收缩，致使其剖面呈漏斗状(图 2)或盆状。岩体与围岩界线清晰，局部可见围岩捕虏体和岩体分枝穿入

围岩的现象。围岩普遍受到强烈热接触变质，依其成分不同分别生成云母质、长英质和钙硅质角岩，个别岩体(如黄山南)因受长英质围岩的混染，在其边缘局部地出现花岗质岩石，其岩性不均匀，石英和黑云母等呈团块状分布。

取自黄山、黄山东、香山、二红洼和土墩等岩体的10个钾-氩法年龄数据(王润民等 1987)平均为346Ma，在此法的测定误差范围内大致与中石炭世相当。在黄山Ⅰ号岩体东部，可见该岩体的辉长岩被黑云母花岗岩岩株穿插，并可见辉长岩受强烈黝帘石化、绿泥石化、碳酸盐化和硅化；在镜儿泉可以清楚地见到超镁铁岩呈捕虏体产在铬-锶等时线年龄为260.2Ma(顾连兴等 1992；1993)的白云母花岗岩中，并被白云母花岗岩岩枝所穿插。

尽管就数十米或数百米的尺度而言，在同一阶段侵入的镁铁-超镁铁岩中普遍存在着由矿物成分的垂向递变所引起的成分分层(Best 1982)现象，但缺乏地台区层状岩体(Wager and Brown 1968)和典型阿拉斯加型岩体(如杜克岛，Irvine 1974)那种十分发育的堆晶层理。镁铁-超镁铁岩以块状构造为主，但在岩体(如土墩、黄山、黄山东、马蹄等)边部常发育片理，其中以黄山东岩体最为典型。在该岩体北缘附近，片理化带宽度20～30m，片理倾向170°，倾角60°，与围岩片理的产状相一致。

3 岩石学特征

黄山-镜儿泉岩带规模较大的镁铁-超镁铁岩体均为多阶段侵入的杂岩体，同一阶段的侵入体常常包含若干个成分不同、互为过渡的岩相，每个岩相又往往由多种岩石类型所构成。主要的岩石类型(Le Maitre 1989)有橄榄岩、辉橄岩、橄辉岩、二辉岩、辉长苏长岩、橄长岩、辉长岩、闪长岩等。各岩体间各种岩石类型的比例有明显差异，如黄山、土墩和葫芦等岩体以超镁铁岩(辉橄岩、橄辉岩、辉石岩等)为主，而在黄山东和香山等岩体中则镁铁岩(辉长岩、辉长苏长岩等)略占优势。尽管如此，就整个岩带而言，黄山-镜儿泉地区超镁铁岩与镁铁岩的数量之差并不悬殊。它不象阿拉斯加型(Wyllie 1967；Irvine 1967；Talor 1967)那样辉长岩类占绝对优势，也不象克拉马思型(Snoke et al. 1981、1982)那样以辉长岩、闪长岩和二长闪长岩为主。

不同岩石类型与侵入阶段之间缺乏对应关系。橄榄岩和辉石岩在有些杂岩体中明显地较早侵入，而在另外岩体中却晚于辉长岩和苏长岩。这一点，既与阿拉斯加型岩体中超镁铁岩规律性地晚于镁铁岩，又与克拉马思型岩体中超镁铁岩规律性地较早侵入的那种关系明显有别。

岩石中的常见结构是火成的自形-半自形中-细粒等粒结构、嵌晶结构、反应边结构、次变边结构、固溶体出溶结构、海绵陨铁结构、辉长结构和辉绿结构等，未见蛇绿岩型(Coleman 1977)和义敦型(张旗 1989；1992；张旗等 1987；1992)岩体中特征性的变质组构。

现以黄山岩体(图2)为例阐明此带杂岩体的岩石学特征。根据野外和钻孔所见的彼此关系，可以确有把握地将黄山岩体分为三个侵入阶段：

第一阶段橄榄岩相在平面上呈弯钩形，钻探表明其延深仅20～40m，为一无根上悬体。在与第二阶段岩石相接触处明显受到热液蚀变，并见其碎块被包于第二阶段侵入的岩石中。橄榄岩相的主要矿物成分为橄榄石(35%～80%)、斜方辉石(0～10%)、单斜辉石(0～10%)、

斜长石(0～50%，An52～68)和普通角闪石(5%～15%)，据此可区分出角闪橄榄岩、斜长角闪橄榄岩和角闪橄长岩等岩石类型。

第二阶段形成 6 个互为过渡的岩相。平面上(图 2)由东到西、剖面上(图 2)由上到下依次为闪长岩相、辉长岩相、苏长辉长岩相、二辉岩相、橄榄二辉岩相和辉橄岩相。各岩相的主要矿物含量和岩石类型列于表 1，其中辉橄岩相仅在钻孔中见到(图 2)，并为铜镍硫化物矿床的主要赋矿岩石。

第三阶段辉长苏长岩相在钻孔中明显地穿插第二阶段的橄榄二辉岩相和辉橄岩相(图 2)，其主要矿物成分为斜长石(40%～60%，An50～62)、斜方辉石(15%～30%)、单斜辉石 10%～30%)、普通角闪石(2%～5%)。

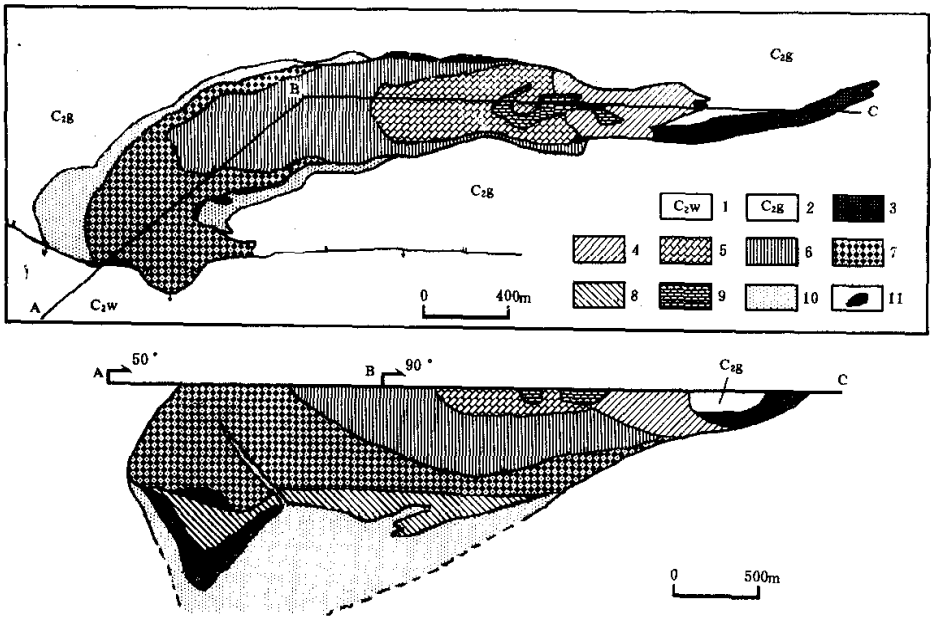


图 2 黄山镁铁-超镁铁杂岩体地质平面图和 A-B-C 纵剖面图(据新疆地质矿产局第六地质大队资料)

1. 梧桐窝子组；2. 干墩组；3. 闪长岩；4. 辉长岩；5. 苏长辉长岩；6. 辉石岩；7. 橄辉岩；8. 辉橄岩；9. 橄榄岩；10. 辉长苏长岩；11. 铜镍矿床

Fig. 2 Geology of the Huangshan mafic-ultramafic complexes

综合黄山和其它岩体的特征，本区镁铁-超镁铁岩的矿物成分以橄榄石＋斜方辉石＋单斜辉石＋普通角闪石±斜长石为特征。本区与阿拉斯加型岩体的显著差别是：①缺乏典型阿拉斯加型(如杜克岛和土拉敏)岩体中特征性的含大量磁铁矿的单斜辉石岩(Irvine 1974；Findlay 1969)；②斜长石是超镁铁岩中普遍出现的重要矿物，如在黄山、黄山东、黄山南、香山、土墩和二红洼岩体中均产有含斜长石的超镁铁岩；③镁铁岩中经常出现橄榄石，如黄山

东、香山、土墩和二红洼岩体中便存在橄榄辉长岩或橄榄辉长苏长岩；与克拉马思型岩体相比，本区超镁铁岩的显著特征是：① 常含相当数量的斜方辉石(可达30%～40%)，二辉橄榄岩和橄榄二辉岩是本岩带重要的岩石类型，在黄山南和土墩岩体中还存在斜方辉橄岩。②中性岩中通常不含正长石，缺乏在克拉马思型岩体中较为重要的二长闪长岩等岩石类型。

表1 黄山杂岩体第二侵入阶段各岩相实际矿物含量(%)和主要岩石类型

Table 1 Modal compositions and principal rock types of each petrographic unit of the second intrusive stage in the Huangshan complex

矿物名称	闪长岩相	辉长岩相	苏长辉长岩相	二辉岩相	橄榄二辉岩相	辉橄岩相
橄榄石			0～8	0～5	5～40	40～85
斜方辉石			5～30	20～40	20～40	0～30
单斜辉石		20～30	25～60	15～40	20～45	0～30
斜长石	40～70 (An36～51)	50～70 (An56～70)	25～60 (An47～79)	0～10 (An55～72)	0～5	
普通角闪石	20～25	5～25	5～8	15～20	15～20	15～25
黑云母	0～10					
石英	0～15	0～3				
岩石类型	闪长岩 石英闪长岩	角闪辉长岩 辉长岩	苏长辉长岩 角闪苏长辉长岩	角闪二辉岩 含长辉石岩	橄榄二辉岩 含长橄榄二辉岩	二辉橄榄岩 斜方辉橄岩

4 矿物学特征

4.1 橄榄石

本区橄榄石不但出现在超镁铁岩中、也经常出现在镁铁岩中，这一特征不同于阿拉斯加型岩体而与克拉马思型相似。本岩带中橄榄石多为半自形粒状至浑圆状，缺乏波状消光、亚颗粒和膝折等粒内高温塑性变形(Coleman 1977)结构，但在镜儿泉葫芦岩体中存在一种发育着完全解理的橄榄石。这种橄榄石在地表主要分布于岩体周缘的橄榄岩中，在镜下相对于解理呈现平行消光，其貌酷似切片较厚时的斜方辉石，致使前人曾将该处的橄榄岩误定为辉石岩。据报道(Deer et al. 1982)，在加利福尼亚、日本等地的超镁铁岩体中也见到过橄榄石的这种完全解理。关于解理的成因，虽有人认为与橄榄石在特殊条件下形成的晶体结构有关(Kuroda et al. 1967)，但多数人认为是结晶之后构造事件的产物(Deer et al. 1982)。

若干岩体橄榄石的电子探针分析结果列于表2。据表2、钟应先(1989)和王润民等(1987)的资料，本区超镁铁岩中橄榄石的成分为Fo=75～90，显著低于蛇绿岩型和义敦型(分别为Fo=89～94和Fo=87～94，张旗等1989)而与阿拉斯加型(Fo=75～93，Taylor 1967)和克拉马思型(Fo=69～85，Snoke et al. 1981)相接近。

4.2 斜方辉石

超镁铁岩中经常出现斜方辉石，这是本区杂岩体既有别于阿拉斯加型(Wyllie 1987；Irvine 1974)又有别于克拉马思型(Sonke et al. 1981；1982)的重要特征。二辉岩、橄榄二辉岩、斜辉辉橄岩等是此岩带的重要岩石类型。斜方辉石多为自形至半自形柱状晶体，可见单

表 2 黄山-镜儿泉岩带超镁铁岩中橄榄石电子探针分析结果(重量%)

Table 2 Microprobe analyses (wt%) of olivine from ultramafic rocks in the Huangshan-Jing'erquan belt

样号	岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	总量	Fo
H42	角闪二辉岩	38.61	0.00	0.02	0.00	18.65	0.30	42.05	0.09	0.00	0.00	99.72	80
H42	角闪二辉岩	39.10	0.05	0.07	0.15	17.89	0.30	41.63	0.15	0.04	0.00	99.40	80
H30	角闪二辉岩	39.62	0.02	0.05	0.03	17.34	0.24	42.44	0.05	0.06	0.00	99.85	81
H74	角闪橄辉岩	39.95	0.01	0.00	0.02	16.82	0.26	41.67	0.07	0.02	0.00	98.82	82
H74	角闪橄辉岩	40.64	0.03	0.00	0.11	17.06	0.23	41.34	0.17	0.00	0.00	99.49	79
D4583	角闪辉橄岩	38.97	0.01	0.09	0.07	14.87	0.19	45.49	0.04	0.04	0.00	99.78	85
D4583	角闪辉橄岩	39.57	0.04	0.05	0.17	13.94	0.16	46.09	0.04	0.05	0.00	100.10	86
D4583	角闪辉橄岩	38.91	0.04	0.08	0.00	14.09	0.18	45.83	0.11	0.02	0.00	98.85	85
D4583	角闪辉橄岩	39.09	0.04	0.10	0.31	15.01	0.17	44.67	0.22	0.04	0.00	99.68	84
D4583	角闪辉橄岩	38.78	0.00	0.10	0.08	15.18	0.17	44.05	0.21	0.04	0.00	98.62	84
D4577	角闪辉橄岩	39.05	0.03	0.06	0.07	14.92	0.17	44.67	0.07	0.04	0.00	100.00	84
D4577	角闪辉橄岩	39.59	0.07	0.10	0.00	14.88	0.02	44.25	0.09	0.05	0.00	100.00	84
H10	角闪橄榄岩	39.36	0.05	0.04	0.03	18.80	0.19	40.02	0.08	0.04	0.00	98.62	80
H10	角闪橄榄岩	39.31	0.03	0.07	0.00	19.41	0.26	41.42	0.07	0.04	0.00	100.61	79
H83*	角闪橄榄岩	39.82	0.05	0.13	0.07	20.43	0.11	38.74	0.00	0.10	0.00	99.44	77
H83*	角闪橄榄岩	38.50	0.02	0.10	0.15	22.33	0.49	37.51	0.07	0.10	0.00	99.27	75
H98*	角闪橄榄岩	39.20	0.04	0.05	0.04	15.87	0.02	44.41	0.00	0.00	0.00	99.81	83
H98*	角闪橄榄岩	39.02	0.03	0.07	0.19	15.30	0.18	44.00	0.11	0.00	0.00	98.90	84
H98*	角闪橄榄岩	39.39	0.02	0.10	0.08	14.81	0.02	45.33	0.04	0.04	0.00	100.00	85
3645*	角闪橄榄岩	38.32	0.07	0.00	0.07	20.89	0.37	39.96	0.00	0.00	0.00	99.68	77
3645*	角闪橄榄岩	37.58	0.04	0.06	0.11	22.89	0.42	38.31	0.00	0.04	0.00	99.46	75
3645*	角闪橄榄岩	38.43	0.00	0.02	0.13	22.81	0.34	38.12	0.00	0.00	0.00	99.86	75
3645*	角闪橄榄岩	37.70	0.02	0.00	0.12	23.16	0.44	38.51	0.03	0.02	0.00	100.00	75
3653*	角闪橄榄岩	39.30	0.00	0.04	0.08	18.21	0.20	41.72	0.00	0.03	0.00	99.58	80
3653*	角闪橄榄岩	39.42	0.00	0.00	0.07	17.81	0.25	42.01	0.00	0.00	0.00	99.56	81

注：样品由中国地质科学院周剑雄测定。有 * 号者为镜儿泉葫芦岩体，其余均为黄山岩体。

表 3 黄山-镜儿泉岩带超镁铁岩中斜方辉石电子探针分析结果(重量%)

Table 3 Microprobe analyses (wt%) of orthopyroxene from ultramafic rocks in the Huangshan-Jing'erquan belt

样号	岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	总量	En*
H42	角闪二辉岩	54.10	0.18	1.89	0.11	10.90	0.28	29.64	1.73	0.03	0.00	98.86	83
H42	角闪二辉岩	55.04	0.20	1.93	0.31	9.92	0.23	30.96	1.54	0.08	0.00	100.20	85
H42	角闪二辉岩	53.11	0.21	1.87	0.33	10.23	0.25	31.36	1.73	0.08	0.00	99.17	85
H42	角闪二辉岩	54.70	0.18	2.13	0.45	10.16	0.14	30.37	1.66	0.04	0.00	99.88	84
H42	角闪二辉岩	53.86	0.19	1.93	0.37	9.23	0.24	31.10	1.65	0.07	0.00	98.65	86
H42	角闪二辉岩	54.06	0.16	2.13	0.62	9.52	0.21	30.41	1.93	0.07	0.00	99.10	85
H74	二辉橄辉岩	54.91	0.21	2.00	0.63	9.69	0.23	29.25	1.67	0.07	0.00	98.76	84
H74	二辉橄辉岩	56.18	0.21	2.19	0.63	9.97	0.24	28.60	1.57	0.07	0.00	99.68	84
H74	二辉橄辉岩	55.12	0.25	1.91	0.28	10.10	0.22	29.30	1.70	0.08	0.00	98.96	84
D4577	角闪辉橄岩	54.83	0.17	2.21	0.59	9.45	0.18	29.97	1.74	0.00	0.00	99.13	85

注：样品由中国地质科学院周剑雄测定。$En^* = En + Wo \cdot En/(En+Fs)$，式中 En，Wo，Fs 是以 6 个氧原子为基准计算的分子数。

表 4　黄山-镜儿泉岩带镁铁-超镁铁岩中单斜辉石电子探针分析结果(重量%)

Table 4　Microprobe analyses (wt%) of clinopyroxene from mafic-ultramafic rocks in the Huangshan-Jing'erquan belt

样品号	岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	总量
H44	辉长苏长岩	53.77	0.30	1.65	0.05	5.92	0.10	14.86	21.14	0.29	0.00	98.09
H42	角闪二辉岩	52.42	0.49	3.49	0.38	5.28	0.17	16.61	20.09	0.45	0.00	99.38
H42	角闪二辉岩	52.80	0.57	2.99	0.09	5.36	0.22	15.42	22.39	0.33	0.00	100.17
H42	角闪二辉岩	53.12	0.34	2.74	0.09	4.85	0.22	15.36	21.58	0.33	0.00	98.63
H30	角闪二辉岩	51.33	0.57	3.43	0.53	4.78	0.15	15.93	22.23	0.35	0.00	99.29
H74	二辉橄辉岩	52.00	0.55	3.71	0.40	4.44	0.10	14.93	22.96	0.37	0.00	99.46
H74	二辉橄辉岩	54.09	0.31	1.98	0.35	4.50	0.18	17.30	19.72	0.27	0.00	98.71
D4577	角闪辉橄岩	53.14	0.41	2.87	0.89	4.89	0.13	15.74	22.18	0.37	0.00	100.00
D4577	角闪辉橄岩	52.86	0.35	2.44	0.91	4.89	0.14	15.89	21.54	0.40	0.00	100.00
H10	角闪橄榄岩	50.45	1.39	5.58	0.96	5.45	0.09	14.39	21.19	0.97	0.00	100.30
H10	角闪橄榄岩	50.19	1.47	5.24	0.89	5.41	0.16	15.89	19.42	0.67	0.00	99.35
H10	角闪橄榄岩	50.78	1.77	4.84	0.59	5.85	0.14	14.85	20.36	0.56	0.00	100.01
3646*	角闪橄榄岩	56.19	0.09	1.53	0.16	3.50	0.08	24.54	12.66	0.52	0.02	99.88

注：样品由中国地质科学院周剑雄测定．有＊号者为镜儿泉葫芦岩体，其余均为黄山岩体．

斜辉石的出溶叶片。据表 3、钟应先(1989)和王国民等(1987)的数据，本岩带斜方辉石成分(Deer et al. 1978)主要为古铜辉石(En76～90)，其次为顽火辉石(En91～95)。

4.3　单斜辉石

多呈短柱状半自形晶，常含大量斜方辉石的出溶叶片。据作者等所测结果(表 4)和钟应先(1989)等资料，此岩带单斜辉石的 Al_2O_3 含量，除个别数据外绝大多数在 1.5%～4.8% 之间(表 4)，显著低于阿拉斯加型岩体(Al_2O_3 = 4%～7%，Irvine 1967；Taylor 1967)，而与克拉马思型(Al_2O_3 < 3.5%，Snoke et al. 1981)相近。

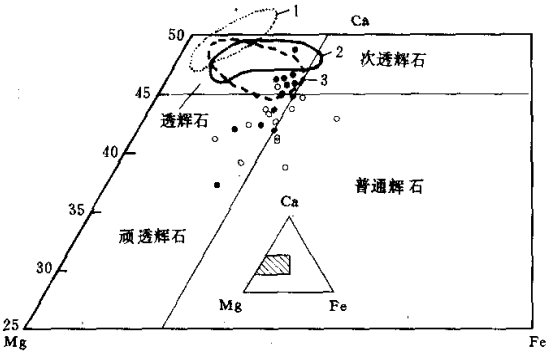


图 3　镁铁-超镁铁杂岩体单斜辉石成分在 Ca-Mg-Fe 图中的投影

1. 阿尔卑斯型(据张旗等 1992)；2. 阿拉斯加型(据张旗等 1992)；3. 克拉马思型(据 Snoke et al. 1981)；黄山-镜儿泉岩带：空心圆据王润民等(1987)数据；实心圆为本文数据

Fig. 4 Ca-Mg-Fe plots of monoclinic pyroxenes from mafic-ultramafic complexes

在 Ca-Mg-Fe 图解(图 3)中，本岩带单斜辉石的投影主要落在透辉石和顽透辉石区，少数落入普通辉石区，这与大陆内部层状岩体中单斜辉石主要是普通辉石的特征(Wager and Brown 1968；Deer et el. 1978)显然不同。本区单斜辉石与阿拉斯加型和克拉马思型相比虽有部分叠覆，但总的来说明显具有富镁

和富铁特征。在 $100Al^{N}/2$-TiO_2 和 SiO_2-Al_2O_3 图解(图 4、5)中，本区单斜辉石投影区与阿拉斯加型(杜克岛型)和克拉马思型的叠覆也很显著，但少数样品的 TiO_2 含量明显较高。

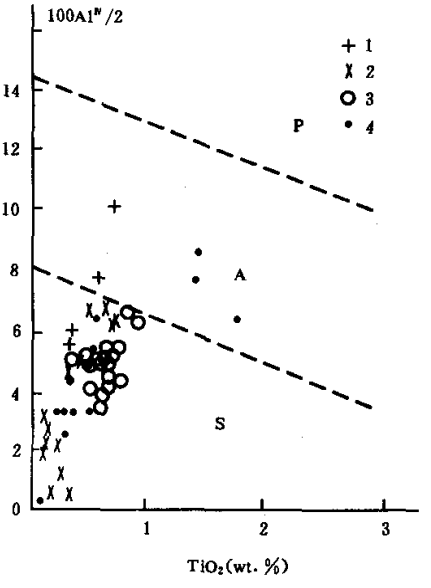


图 4 镁铁-超镁铁杂岩体单斜辉石成分在 $100Al^{N}/2$-TiO_2 图解中的投影

1. 阿拉斯加型杜克岛(据 Irvine 1974)；2. 克拉马思型(据 Snoke et al. 1981)；3～4. 黄山-镜儿泉岩带；空心圆据王润民等 1987 数据；实心圆据本文数据. S 为亚碱性区；A 为碱性区；P 为过碱性区

(仿张旗等 1992)

Fig. 4 $100Al^{N}/2$ vs. TiO_2 diagram of monoclinic pyroxenes from mafic-ultramafic complexes

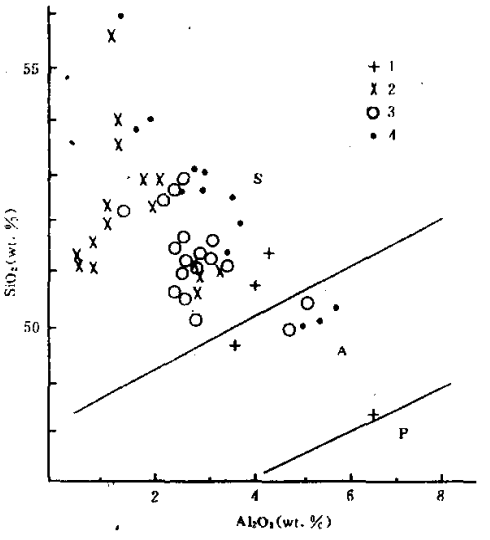


图 5 镁铁-超镁铁杂岩体单斜辉石成分在 SiO_2-Al_2O_3 图解中的投影

图例同图 4.

Fig. 5 SiO_2 vs. Al_2O_3 diagram of monoclinic pyroxenes from ultramafics

4.4 角闪石

本岩带镁铁-超镁铁岩中的原生闪石主要为钙质系列的普通角闪石。据其特征和结构关系可以分为两种：第一种为粒状至柱状的半自形至他形晶，粒径通常小于 1mm，多为 0.5mm 左右，在镜下呈无色，淡黄绿色或淡草黄色，在超镁铁岩(橄榄岩和辉石岩)中通常填隙于橄榄石、辉石、斜长石之间，而在镁铁岩(辉长岩和辉长苏长岩)和闪长岩中则早于长石结晶。电子探针表明其 TiO_2 含量多数低于 1%(表 5)；第二种构成包含嵌晶结构的主晶，呈他形粒状，粒径均大于 1mm，多数 2～4mm，所嵌客晶主要是橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和斜长石，镜下呈淡黄褐、深黄褐乃至红褐色，其 $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 值均大于 0.5；TiO_2 含量均大于 1%(表 5)，高者达 5%以上，已可归属钛角闪石(Leake 1978)。

表 5　两种不同特征原生角闪石的 TiO_2 含量(重量%)

Table 5　TiO_2 contents (%) of two kinds of primary hornblende

岩类	角闪石特征	探针点号	TiO_2
超镁铁岩	柱-粒状晶	H30-7	0.63
		H30-8	0.81
		3646	0.65
		3651	0.33
	嵌晶结构的主晶	H30-10	2.41
		H42-7	1.23
		H74-3	1.98
		3648	6.24
		3649	4.75
镁铁岩和闪长岩	柱-粒状晶	H19-1	0.29
		H44-2	0.74
		H51-1	1.95
		H51-2	0.21
		H58-2	0.54
		H62-1	2.91
	嵌晶结构的主晶	H44-1	3.12
		H51-3	2.94
		H58-1	5.39
		H62-2	5.06

注：样品由中国地质科学院周剑雄作电子探针分析.

4.5　斜长石

斜长石不但是镁铁岩，也是超镁铁岩的重要造岩矿物。斜长二辉岩、斜长二辉橄榄岩、斜长角闪橄榄岩等是此岩带中常见的岩石类型，在黄山、黄山东和二红洼等岩体中还存在橄长岩。随着斜长石含量的不断增加，橄榄岩和辉石岩可向橄长岩和辉长岩过渡，在露头上，这种过渡常在数米的距离内迅速完成。这种特征，与超镁铁岩中通常不含斜长石的阿拉斯加型岩体(Taylor 1967)显著不同而与克拉马思型相似。橄榄石与斜长石共存，表明杂岩体是低压(<0.5GPa)下分离结晶的产物(McTaggart 1971；Green and Ringwood 1967；Ringwood，1975)。

4.6　石英

填隙石英不但普遍存在于闪长岩中，也经常见于基性岩(辉长岩和辉长苏长岩)中，其量可达 3%～5%。在二红洼等地的辉长岩中还可见到石英的花斑结构。总的来说，本岩带中主要造岩矿物的结晶顺序为橄榄石→斜方辉石→单斜辉石→柱-粒状角闪石→斜长石→嵌晶状角闪石。岩石中两种辉石的同时出现，基性岩中填隙和花斑状石英的存在及分离结晶作用向闪长岩的方向发展，表明此岩带岩浆具有拉斑玄武岩系列的特征(Cox et al. 1987)。黄山-镜儿泉岩带与阿拉斯加型和克拉马思型杂岩体中超镁铁岩的矿物学特征对比列于表 6。

5　岩石化学特征

作者等对黄山和葫芦岩体所作的岩石化学分析结果列于表 7。据表 7 和文献数据，我们可对黄山-镜儿泉岩带的特征进行初步探讨。

如表 8 所示，本岩带各杂岩体中超镁铁岩的 m/f 平均值[$m/f=(Mg^{2+}+Ni^{2+})+/(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn^{2+})$]均小于 6.5，属于吴利仁(1963)所划分的铁质超镁铁岩。这一特征与富含镁质的蛇绿岩型和义敦型超镁铁岩不同，而与富铁的阿拉斯加型和克拉马思型相近。

这条带超镁铁岩的标准矿物成分以 Ol+Di+Hy 组合为特征，通常不含霞石，因而在 Yoder 的四面体展开图(图 6)上绝大多数投影在 Ol-Di-Hy 区，仅一个点落于 Di-Ol 线的左侧，表明此带岩浆相对富硅。与此明显不同的是，阿拉斯加型的超镁铁岩以标准矿物中出现 Ne 和 Lc 为特征(Wyllie 1967)，在图 6 中的投影落在 Di-Ol 边界线附近。克拉马思型两个超

表 6 黄山-镜儿泉岩带与阿拉斯加型和克拉马思型杂岩体超镁铁岩矿物学特征对比

Table 6 Comparison in mineralogy of ultramafic rocks of the Huangshan-Jing'erquan belt with those of the Alaska and Klamath-types

类别	黄山-镜儿泉岩带	阿拉斯加型	克拉马思型
矿物组合	橄榄石＋斜方辉石＋单斜辉石＋角闪石±斜长石	橄榄石＋单斜辉石＋角闪石＋磁铁矿	橄榄石＋单斜辉石＋角闪石
橄榄石	Fo 75～90，多数 85～90	Fo 75～93	Fo 69～85
斜方辉石	普遍存在，En 85～95	不出现	通常缺失，但偶见其作为橄榄石的反应边
单斜辉石	透辉石-顽透辉石 Al_2O_3：1.5%～4.8%	富钙的透辉石质单斜辉石 Al_2O_3：4%～7%	透辉石-次透辉石-富钙的单斜辉石 Al_2O_3<3.5%
角闪石	有原生和交代两种成因，部分原生角闪石为钛闪石，交代产物为纤闪石和镁铁闪石	均属交代成因	均为岩浆结晶产物
斜长石	普遍存在	不出现	大量出现，含量增加时辉石岩可过渡为辉长岩
磁铁矿	有，但不异常富集	大量出现，含量普遍达 10%～20%	有，但不异常富集

表 7 黄山-镜儿泉岩带镁铁-超镁铁杂岩岩石化学分析结果(重量%)

Table 7 Chemical compositions (wt%) of the mafic-ultramafic complexes from the Huangshan Jing'erquan belt

样号	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失	总量
H59	闪长岩	51.27	0.51	18.65	2.61	3.97	0.14	6.58	9.27	3.21	0.37	0.07	3.07	99.73
H19	辉长闪长岩	53.70	0.82	17.32	0.97	5.62	0.12	6.64	8.56	4.37	0.29	0.11	1.69	100.21
H22	辉长闪长岩	53.69	0.76	17.40	1.36	5.09	0.12	6.72	8.93	3.71	0.59	0.09	1.82	100.28
H62	角闪辉长岩	50.30	0.33	3.61	1.81	6.24	0.17	20.61	13.89	0.56	0.23	0.01	1.56	99.32
H43	辉长苏长岩	49.42	0.33	17.06	1.25	2.89	0.11	8.79	16.14	1.36	0.25	0.02	2.06	99.68
H44	辉长苏长岩	49.42	0.31	17.34	1.46	4.00	0.12	10.17	11.57	1.82	0.30	0.02	2.96	99.49
H46	辉长苏长岩	49.09	0.18	19.17	1.11	4.04	0.12	9.60	10.92	2.44	0.25	0.00	2.55	99.47
H30	角闪二辉岩	51.07	0.39	4.20	2.13	7.24	0.19	23.88	8.74	0.65	0.29	0.02	1.03	99.83
H42	角闪二辉岩	50.01	0.31	10.04	1.06	6.48	0.15	17.58	12.26	0.93	0.25	0.02	1.02	100.11
H66	角闪二辉岩	50.04	0.43	5.79	1.89	6.96	0.21	21.16	10.92	1.06	0.44	0.04	1.04	99.98
H67	角闪二辉岩	50.63	0.43	5.99	1.48	6.71	0.19	20.60	11.11	1.04	0.37	0.03	1.07	99.65
H74	二辉橄辉岩	50.18	0.47	15.20	1.13	3.99	0.10	6.58	14.48	3.16	0.35	0.05	3.85	99.54
H76	二辉橄辉岩	50.30	0.35	3.79	1.96	6.53	0.17	22.12	11.92	0.63	0.29	0.01	1.77	99.84
D4583	角闪辉橄岩	40.84	0.12	2.43	3.63	9.19	0.22	35.66	1.66	0.37	0.23	0.01	4.93	99.29
D3939	角闪辉橄岩	33.19	0.06	2.11	12.97	6.27	0.11	32.72	2.12	0.38	0.28	0.01	9.07	99.29
H10	角闪橄榄岩	45.90	0.29	12.16	1.58	8.87	0.17	20.29	7.23	1.66	0.23	0.02	1.30	99.70
H83*	角闪橄榄岩	38.56	0.18	3.70	2.23	8.61	0.15	34.52	1.99	0.21	0.23	0.02	9.12	99.52
H95*	角闪橄榄岩	40.05	0.20	4.09	2.67	8.97	0.17	32.74	2.29	0.35	0.23	0.02	7.62	99.40
H98*	角闪橄榄岩	38.94	0.20	3.14	4.75	6.92	0.17	35.57	1.76	0.44	0.44	0.01	7.32	99.66
3645*	角闪橄榄岩	43.81	0.14	6.87	4.46	8.43	0.16	29.81	4.72	0.28	0.04	0.01	1.14	99.87
3649*	角闪橄榄岩	42.81	0.26	6.11	5.59	6.66	0.17	33.29	2.74	0.28	0.31	0.06	1.35	99.62

注：样品由南京大学地球科学系中心实验室作化学分析．有＊号者为镜儿泉葫芦岩体，其余为黄山岩体．

表 8　黄山-镜儿泉岩带超镁铁岩岩石化学 m/f 值

Table 8　m/f values of ultramafic rocks in the Huangshan-Jing'erquan belt

岩体名称	葫　芦	黄山东	黄　山	黄山南	土　墩	二红洼	蛇绿岩型	义敦型	阿拉斯加型	克拉马思型
样品数	5	9	7	3	5	8	59	10	68	3
变化范围	4.3～5.6	3.1～5.3	2.3～7.1	4.3～5.7	4.0～5.3	3.3～4.7	6.2～9.0	7.2～9.2	2.1～6.5	1.9～6.0
平均	5.1	4.5	4.4	4.9	4.6	4.2	7.2	8.1	5.3	4.3
资料来源	①	②	①	②	②	②	③	④	③	⑤

注：①本文；②王润民等 1987；③张魁武等(1988)；④张旗等(1992)；⑤Snoke(1981).

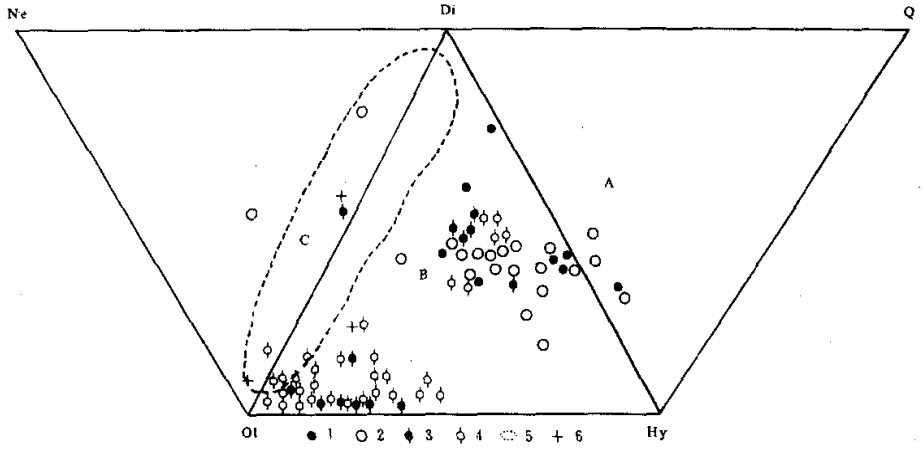


图 6　不同类型镁铁-超镁铁岩 CIPW 标准矿物成分在 Yoder 四面体展开图上的投影

黄山-镜儿泉岩带镁铁岩：1. 本文数据；2. 据王润民等(1987)数据；黄山-镜儿泉岩带超镁铁岩：3. 本文数据；4. 据王润民等(1987)数据；5. 阿拉斯加型超镁铁岩范围(据张魁武等 1988)；6. 克拉马思型超镁铁岩(据 Snoke et al. 1981)；A. 石英拉斑玄武岩区；B. 橄榄拉斑玄武岩区；C. 碱性玄武岩区

Fig. 6　Plots of CIPW norms of different-type mafic-ultramafic rocks on Yoder's diagram

镁铁岩的投影同样落在此边界线附近(图 6)，也与本区显然有别。

在图 6 中，本区镁铁岩大体上位于超镁铁岩的右侧，少数进入 Q-Di-Hy 区。结合露头上镁铁岩可与超镁铁岩过渡的特征，可以推测，本区镁铁岩和超镁铁岩均是橄榄拉斑玄武岩浆分离结晶的产物。实验表明，正常橄榄拉斑玄武岩浆中分离出橄榄石，会使熔体向着含标准矿物石英的方向演化(Carmicheal 1974)。

张雯华和从柏林(1976)曾用 Al_2O_3-SiO_2、Na_2O+K_2O-SiO_2、Mg/<Fe>-(<Fe>+Mg)/Si 和 FMC 等图解有效地区分了不同类型的镁铁-超镁铁岩。作者等将黄山-镜儿泉岩带的数

据投影到这些图解后发现①，虽然投影区往往位于阿拉斯加型和克拉马思型之间，但与后两种均有相当大范围的叠覆，表明三者之间在岩石化学上并无截然的界线可寻。黄山-镜儿泉岩带与阿拉斯加型和克拉马思型杂岩体中超镁铁岩的岩石化学及其演化特征对比见表 9。

表 9 黄山-镜儿泉岩带与阿拉斯加型和克拉马思型杂岩体中超镁铁岩的岩石化学及其演化特征对比

Table 9 Comparison in petrochemistry and petrochemical evolution of ultramafic rocks of the Huangshan-Jing'erquan belt with those of the Alaska- and Klamath- types

岩类	黄山-镜儿泉岩带	阿拉斯加型	克拉马思型
岩石化学特征	m/f=2.3～7.1	m/f=2.1～6.5	m/f=1.92～5.96
成分演化趋势	拉斑玄武岩趋势	拉斑玄武岩趋势	钙碱性趋势

6 成岩环境和岩石成因

天山东部前寒武纪和古生代的地质发展史是塔里木和准噶尔-吐鲁番-哈密两个古陆(胡受奚等 1990；杨浩等 1989)不断增生，演化和拼合的历史。新近研究(胡受奚等 1990；顾连兴等 1990)表明，前人所称的中天山结晶轴(中国科学院地质研究所 1959)或中天山变质带(胡冰等 1964)在早古生代时期是塔里木古陆北缘活动大陆边缘的中－晚元古代中间地块(地层地体)，其北侧大洋地壳的往南俯冲造成了此带中剧烈的加里东期岩浆活动(顾连兴等 1993)。至晚古生代，该大洋的向南俯冲停止，代之而起的是向北俯冲。其结果使大洋南侧的中天山处于被动陆缘环境，而在吐-哈古陆(杨浩等 1989)的南侧形成了一个觉罗塔格活动大陆边缘(顾连兴等 1990；严正富等 1992)。觉罗塔格南部的下石炭统雅满苏组和中石炭统沙泉子组属于岛弧钙碱性火山-沉积建造(阎文元 1985)，而在其北部靠近吐-哈古陆之处，沿康古尔断裂带分布的中石炭统梧桐窝子组镁铁质火山岩具有拉斑玄武岩的特征(阎文元 1985；郭召杰等 1990)。它与干墩组和沙泉子组为同期异相的产物(阎文元 1985；郭召杰等 1990)。所以笔者等认为，沉积梧桐窝子组和干墩组的康古尔盆地是中石炭世的一个弧后盆地。梧桐窝子组代表了盆地内部陆壳显著减薄的地段，而干墩组则是盆地边部适度减薄了的陆壳上的沉积物。在弧后盆地闭合过程中，这些沉积物受到了绿片岩相至角闪岩相的变质作用(王赐银等 1992)。王赐银等(1992)测得，该区变质岩的 Rb-Sr 同位素年龄为 281.8±28.5Ma。如果考虑到同位素年龄相对于构造运动的滞后性(胡受奚等 1979；Dodson 1979)，可以认为弧后盆地的闭合发生在中石炭世末至晚石炭世初。

吐-哈地块南侧的康古尔断裂带(图 1)对觉罗塔格东段的地壳演化起着重要作用(王赐银等 1992；竺国强等 1992b；顾连兴等 1993)。早－中石炭世时期，这条断裂带明显地具有张性，它控制了康古尔弧后盆地的沉降及其岩浆活动，致使干墩组和梧桐窝子组地层、梧桐窝子组火山岩及黄山-镜儿泉岩带中的镁铁-超镁铁岩均沿此断裂分布。中－晚石炭世期间弧后

① 廖静娟. 1990. 新疆哈密黄山-镜儿泉地区的岩浆活动和构造演化. 南京大学硕士学位论文(顾连兴和严正富指导). 1～180

盆地的碰撞闭合也沿康古尔断裂带发生。此时，此断裂带已经具有压性，并逐渐发展成为 A 型俯冲带，使吐-哈地块沿此带向南俯冲于岛弧之下。此带中强烈的韧性剪切、普遍发育的绿片岩相至角闪岩相变质作用、局部出现的中压型矿物组合、程度不同的混合岩化以及改造型花岗岩的形成作用，均是弧后盆地闭合和 A 型俯冲的直接产物(竺国强等 1992a；王赐银等 1992；顾连兴等 1992b；1993)。此岩带杂岩体普遍显示的韧性剪切变形(竺国强等 1992a)、岩体片理化方位与围岩的一致性以及被年龄为 260.2Ma 的白云母花岗岩穿插的那种关系，表明本区镁铁-超镁铁岩浆的侵位早于弧后盆地的闭合和与之相伴的韧性剪切变形，其成岩作用不是与碰撞后的大陆裂谷构造有关，而是发生在碰撞之前的大洋俯冲阶段。

在大洋俯冲阶段，弧后盆地下方的地幔中可能存在着羽流，羽流可把深部温度较高的地幔物质带到浅部。由于压力的降低，羽流带上来的炽热地幔便会发生部分熔融。当熔体相达到一定数量(约 5%)时，这种地幔便有了上升能力，于是形成地幔底辟(Green and Ringwood 1967；Tatsumi 1991)。在底辟上升过程中，其熔体数量不断增加。在弧后扩张末期，弧后陆壳已经减薄，因而底辟体有可能上升到较浅的部位，然后才发生岩浆分凝。如果分凝作用发生在距地表不到 15km 之处，并且分凝时底辟的部分熔融程度已超过 20%，那么就会形成橄榄拉斑玄武质或苦橄质的原始岩浆(Ringwood 1975)。在弧后的张性环境之下，原始岩浆可上升到地壳内部，形成岩浆房，并于此发生橄榄石的分离结晶，使岩浆向拉斑玄武质或石英拉斑玄武质的方向演化(Green and Ringwood 1967；Ringwood 1975)。在康古尔盆地内，经过分异的岩浆喷出地表，首先形成梧桐窝子组的镁铁质火山岩，其残留部分随后侵入并就地分异和冷凝，便形成了黄山-镜儿泉一带的镁铁-超镁铁杂岩体。梧桐窝子组火山岩也属拉斑玄武质(阎文元 1985；郭召杰等 1990)，表明它与本岩带的侵入杂岩可能是同源岩浆的演化产物。

整个康古尔盆地下方可能存在不同的地幔底辟；同一个底辟上方可以形成不同成分的岩浆房；不同成分岩浆房的演化过程可能不尽一致；即便是同一个岩浆房，也可以在其不同部位和演化的不同阶段析出成分不同的岩浆；来自不同岩浆房和同一岩浆房不同部位、不同演化阶段的岩浆既可以在不同地段，也可以在同一地段侵位；各部分岩浆在上升和侵位过程中经历了不同的分异演化和同化混染。所有这些，可用来说明此岩带不同杂岩体之间在结构和成分上的各种差异。

黄山-镜儿泉岩带侵位于大洋俯冲阶段的弧后盆地，也就是说，它是造山带环境下的产物。就此而言，本岩带明显不同于大陆内部的层状杂岩体而与活动陆缘的阿拉斯加型和克拉马思型相似。此外，它与阿拉斯加型和克拉马思型显著的共同特征还有：它们均产于造山带内低到中级变质岩区，经热侵位并就地分异而成，超镁铁岩均富含铁质($m/f<6.5$)，并缺乏构造变质组构。正是这些特征，使之有别于超镁铁岩相对富镁、发育变质组构、构造侵位或变质成因的蛇绿岩型、义敦型和山根带型。仅管如此，由上文的描述还可以看出，黄山-镜儿泉岩带无论与阿拉斯加型还是与克拉马思型相比均有明显差别，因而不能简单地纳入后两者的任何一类，而应当看作与阿拉斯加型和克拉马思型相并列的一种新类型，我们称之为东疆型。东疆型、阿拉斯加型和克拉马思型三类镁铁-超镁铁杂岩体的形成环境、地质、成因及成矿特征对比见表 10。

如上所述，东疆型与阿拉斯加型和克拉马思型在某些特征上存在着过渡关系。其实，这

种关系在国外岩体中也不鲜见。譬如，以往被称作阿拉斯加型的布拉什克岛杂岩和不列颠哥伦比亚的霍普杂岩，其超镁铁岩中出现相当数量的斜方辉石和斜长石，甚至形成古铜辉石岩和橄长岩，整个杂岩具有拉斑玄武岩系列的演化趋势(Himmelberg et al. 1986；Mctaggart 1971)。依作者之见，这两个杂岩体所显示的，其实就是从经典的阿拉斯加型(杜克岛型，Irvine 1974)向东疆型过渡的特征。不列颠哥伦比亚的阿拉斯加型土拉敏岩体中存在着正长辉长岩和正长闪长岩(Findlay 1969；Mctaggart 1971)，其岩石化学成分具有碱质富集的演化趋势(Findlay 1969)，这一特征又与克拉马思型相似。实际上，即使在美国的阿拉斯加地区，各具体的阿拉斯加型岩体间也存在着明显的变异(James 1971)。

表 10 造山带环境三类镁铁-超镁铁杂岩体形成环境、地质、成因及成矿特征对比

Table 10 Comparison in tectonic environment, geology, origin and mineralization of three types of mafic-ultramafic complexes in orogenic belts

类别	东疆型	阿拉斯加型	克拉马思型
产地及时代	东天山：中石炭世末	乌拉尔：志留－泥盆纪； 阿拉斯加东南部：三叠－第三纪 不列颠哥伦比亚：三叠－白垩纪； 哥伦比亚：中－新生代	加里福尼亚克拉马思山和 内华达山：侏罗－白垩纪
成岩环境	减薄的弧后陆壳	造山运动后期上升隆起阶段	内硅镁岛弧
侵位方式	热侵位	热侵位	热侵位
围岩	中石炭统弧后拉张盆地细碎 屑岩和基性熔岩，变质相达 高级绿片岩相至角闪岩相	古生界和下部中生界褶皱和变 质的玄武-安山质火山-沉积岩	异地蛇绿岩和玄武-安山质火 山岩，变质相达低级绿片岩相
岩石组合	超镁铁岩＋镁铁岩±闪长岩， 各岩体间岩石类型的变化较大	超镁铁岩＋辉长岩，辉长岩数量 远大于超镁铁岩，中性岩极少	超镁铁岩＋闪长岩，闪长岩为 杂岩体的主体，辉长岩极少
橄榄岩特征	未见变质组构	未见变质组构	未见变质组构
岩石构造	堆晶层理不普遍	堆晶层理发育，连续性好， 岩体中存在原生角砾构造	堆晶层理受后期破坏，岩体中 存在原生碎屑构造和片理化。
岩石类型间 的时空关系	超镁铁岩与镁铁岩之间的空间 关系不固定，时间关系也较复杂	岩体呈带状，超镁铁岩 分布在杂岩体的核部	超镁铁岩分布在杂岩体的边部
侵入期次	超镁铁岩与镁铁岩为较复 杂的多期次侵入关系	第一期：辉长岩；第二期：超镁 铁岩(纯橄岩或橄榄岩最晚侵入)	第一期：超镁铁岩＋辉长岩＋ 含二辉石和黑云母的闪长岩＋ 二长闪长岩。第二期：含角闪 石的辉长岩＋闪长岩
岩浆性质	橄榄拉斑玄武岩浆	辉长岩：拉斑玄武岩浆 超镁铁岩：苦橄质玄武岩浆	第一期：苦橄质玄武岩浆；第二期： 高铝玄武岩浆和玄武安山岩浆
成矿特征	大型铜镍硫化物矿床	铂和钒钛磁铁矿矿床， 低品位铜镍硫化物矿床	尚未发现重要矿床

东疆型、阿拉斯加型和克拉马思型镁铁-超镁铁杂岩体是活动大陆边缘岩浆活动的组成部分。由于不同板块、不同时代的活动陆缘在陆壳厚度、壳幔成分和结构、俯冲带倾角、弧后力学状态等方面千差万别，甚至在同一活动陆缘的不同地段和不同发展时期，这些差异也很显

著，因而，受其控制的岩浆源区特征、岩浆发生环境及分异演化历程也必然因时因地而异。对于造山带中热侵位的、富铁的镁铁-超镁铁杂岩体而言，上述三种类型仅是三个端元而已。随着研究工作的深入，其间一定会发现更多的过渡性岩体。我们之所以将这三种类型作为热侵位岩体归为一类，不仅为阐明其客观存在的共同特征，也为了强调其间可能存的过渡关系。

致谢 本文的早期工作是国家305项目的一部分。胡受奚教授精心指导了作者的研究并反复修改了本文初稿，张魁武副研究员及未署名的审稿人为本文提出了宝贵的修改意见，作者谨致谢忱。

参 考 文 献

胡冰，王景斌，高振家，陆青，方孝悌. 1964. 新疆大地构造的几个问题. 地质学报，44(2)：156～170

胡受奚，施央申，冯祖钧，叶俊. 1979. 关于我国东南部不同时代花岗岩的年龄及分期问题的讨论. 地球化学，3：239～248

胡受奚，郭继春，顾连兴，周顺之，严正富，杨浩，王金珠，刘彦东. 1990. 加里东造山带在东天山(E85°～95°)构造格架中的重要地位及其地质特征. 新疆地质科学，地质出版社，1：32～45

顾连兴，严正富，廖静娟，杨浩，诸建林. 1992a. 哈密镜儿泉超镁铁岩的发现及黄山镜儿泉岩带特征. 南京大学金属矿床成矿作用国家重点实验室研究年报，南京大学出版社：32～34

顾连兴，廖静娟，严正富，诸建林. 1992b. 觉罗塔格岛弧带一个低$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比的改造型花岗岩. 南京大学金属矿床成矿作用国家重点实验室研究年报. 南京大学出版社：35～38

顾连兴，杨浩，陶仙冲，严正富，李惠民，王金珠，刘彦东. 1990. 中天山东段花岗岩类的锶-锶年代学及构造演化. 桂林冶金地质学院学报，10(1)：49～55

顾连兴，杨浩，严正富，周顺之，廖静娟，王金珠. 1993. 东天山一个过铝花岗岩带的特征和成因. 南京大学学报(地球科学版)，5(4)：410～419

郭召杰，马瑞士. 1990. 东天山晚古生代康古尔弧间盆地研究. 南京大学学报(地球科学，2(3)：103～113

王润民，刘德权，殷定泰. 1987. 新疆哈密土墩-黄山一带铜镍硫化物矿床成矿控制条件及找矿方向的研究. 矿物岩石，7(1)：1～152

王赐银，朱文斌，马瑞士. 1992. 东天山苦水变质地带变质作用特征及其成因研究. 南京大学学报(自然科学版)，28(4)：595～604

吴利仁. 1963. 论中国基性岩-超基性岩的成矿专属性. 地质科学，(1)：29～41

阎文元. 1985. 天山东段早中石炭世岛型火山岩特征及其矿产. 新疆地质，3(2)：49～58

严正富，顾连兴，胡受奚，邓健. 1992. 北天山觉罗塔格海西构造带西段花岗岩类特征. 南京大学金属矿床成矿作用国家重点实验室研究年报，南京大学出版社：39～42

杨浩，顾连兴. 1989. 东天山造山带中吐-哈地块的认识及其意义. 南京大学学报(地球科学版)(1～2)：82～86

张魁武，沈步明，李达周，张旗. 1988. 阿拉斯加型超镁铁质岩的岩石化学特征. 地质论评，34(4)：377～382

张旗. 1989. 造山带基性超基性岩研究中的几个问题. 崔广振，石宝衍主编. 中国地质科学探索. 北京：北京大学出版社，231～239

张旗. 1992. 镁铁-超镁铁岩与威尔逊旋回. 岩石学报，8(2)：168～176

张旗，李达周，张魁武，赵大升. 1990. 义敦型镁铁-超镁铁岩的主要特征及其与蛇绿岩的对比. 岩石学报，6(3)：33～41

张旗，张魁武，李达周. 1987. 论造山带中超镁铁岩的成对分布. 岩石学矿物学杂志，6(2)：97～103

张旗，张魁武，李达周. 1992. 横断山区镁铁-超镁铁岩. 北京：科学出版社：1～216

张雯华，丛柏林. 1976. 一种简单的基性-超基性岩岩石化学研究方法. 科学通报，(4)：179～183

曾昭祥. 1991. 新疆哈密黄山铜镍矿床地质特征. 新疆地质，9(4)：291～306

中国科学院地质研究所. 1959. 中国大地构造纲要. 北京：科学出版社，1～320

钟应先. 1989. 新疆黄山含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的岩石学特征及其形成演化规律. 成都地质学院学报，16(3)：50～58

竺国强，张伯南，李忠权. 1992a. 新疆东部康古尔塔格断裂带的基本特征及地质意义. 成都地质学院学报，19(3)：11～17

竺国强，马润则. 1992b. 东疆阿齐山-黄山复合地体的沉积特征. 矿物岩石，12(1)：26～37

Best M G. 1982. Igneous and metamorphic petrology. W H Freeman and Company, 314～329

Carmichael I S E, Turner F J and Verhoogen J. 1974. Igneous petrology. New York, McGrow-Hill Book Company.

Coleman R G. 1977. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? Springer, 1～229

Cox K G, Bell J D, Pankhurst R J. 1987. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, 1～450

Deer W A, Howie R A and Zussman J. 1978. Rock-forming minerals. V. 2A, Single-Chain Silicates. London, Longman, 2nd ed. 1～668

Deer W A, Howie R A and Zussman J. 1982. Rock-forming minerals. V. 1A, Orthosilicates. London, Longman, 2nd ed. 187～188

Den Tex. 1969. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper "the Origin of Ultramafic and Ultrabasic Rocks" by P J Willie. Tectonophysics, 7: 457～488

Dodson M H. 1979. Theory of cooling ages. In: Jager E and Hunziker J C (ed.). Lectures in Isotope Geology. Springer-Verlag, 194～202

Findlay D C. 1969. Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia. Can. J. Earth Sci., 6: 399～425

Green D H and Ringwood A E. 1967. The genesis of basaltic magmas. Contr. Mineral. Petrol., 15(2): 103～190

Hawkes Jr H E. 1946. Olivine from northern California showing perfect cleavage. Am. Mineral. 37: 276～286

Himmelberg G R, Loney R A and Craig J T. 1986. Petrogenesis of the ultramafic complex at the Blashke Islands, Southeastern Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull., 1662: 1～4

Irvine T N. 1974. Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. Mem. Geol. Soc. Am., 138: 1～240

Irvine T N. 1967. The Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. Wyllie P J (ed.). Ultramafic and related rocks. John Wiley and Sons Press, New York, 84～97

James O B. 1971. Origin and emplacement of the ultramafic rocks of the Emigrant Gap area, California. J. Petrol., 12(3): 523～560

Kuroda Y and Shimoda. 1967. Olivine with well-developed cleavages——its geological and mineralogical meanings. J. Geol. Soc, Japan, 73(8): 377～388

Kelemen P B and Ghiorso M S. 1986. Assimilation of Peridotite in zoned calc-alkaline plutonic complexes: evidence from the Big Jim complex, Washington Cascades. Contrib. Mineral. Petrol., 94(1): 12～38

Le Maitre R W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms, recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks. Blackwell Scientific Publications.

Leake B E. 1978. Nomenclature of amphibole. Am. Mineral., 63: 1023～1052

McTaggart K C. 1971. On the origin of ultramafic rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 82: 23～42

Naldrett A J and Cabri L J. 1976. Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulphides and platinum-group elements. Econ. Geol., 71: 1131～1158

Ringwood A E. 1975. Composition and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill, 1～618

Snoke A W, Quick J E and Bowman H R. 1981. Bear Mountain igneous complex, Klamath Mountains, California: an ultrabasic to silicic calc-alkaline suite. J. Petrol., 22: 501～552

Snoke A W, Sharp, W D, Write J E and Saleeby J B. 1982. Significance of mid-Mesozoic peridotitic to dioritic intrusive comlexes, Klamath Mountains-western Sierra Nevada, California. Geology, 10: 160～166

Tatsumi Y. 1991. Origin of subduction zone magmas based on experimental petrology. In: Perchuk L L and Kushiro I

(eds.), Physical chemistry of magmas. Springer-Verlag, 268～301

Taylor H P Jr. 1967. The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska. Wyllie P J (ed.). Ultramafic and related rocks. John Wiley and Sons Press, New York, 97～121

Wager L R and Brown G M. 1968. Layered igneous rocks. Edinburgh, Oliver and Boyd, 1～588

Wyllie P J. 1967. Zoned ultramafic complexes. Wyllie P J (ed.). Ultramafic and related rocks. John Wiley and Sons Press, New York, 83～84

THE EAST XINJIANG-TYPE MAFIC-ULTRAMAFIC COMPLEXES IN OROGENIC ENVIRONMENTS

Gu Lianxing, Zhu Jianlin, Guo Jichun,
Liao Jinjuan, Yan Zhenfu and Yan Hao

(*Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing*, 210093)

Wang Jinzhu

(*Geological Team No. 6, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources, Ürümqi*, 839000)

Key words: Mafic-ultramafic complex; Orogenic belt; Petrogenesis

Abstract

More than twenty mafic-ultramafic complexes occur in the Huangshan-Jing'erquan belt. These complexes are intruded in the Mid-Carboniferous back-arc sequences which has been metamorphosed to greenschist or amphibolite facies. They are equidimensional or lense-like in plan and several tens of metres or several kilometres in size, and are mostly funnel-shaped on cross section. Rock types are dominated by peridotite, pyroxine peridotite, olivine pyroxenite, troctolite, two-pyroxene pyroxenite, gabbroic norite, gabbro and diorite. There are no constant relations in space and time between mafic and ultramafic rocks.

Ultramafic rocks in these complexes have relatively high Mg/Fe ratios and are characterized mineralogically by an assemblage of olivine + orthopyroxene + clinopyroxene + hornblende ± plagioclase without metamorphic textures. They contain olivines of Fo 75～90 with a majority of Fo 85～90, orthopyroxenes of En 76～95 and clinopyroxenes being predominated by diopside and endiopside with minor augite (Al_2O_3=1.5%～4.8%). The ultramafics have two sorts of hornblendes different in appearence and composition. Granular hornblende has lower contents of titanium and was crystallized earlier, whereas poikilitic hornblende is higher in titanium and was formed at the latest stage of magma crystallization. Magnetite is a common accessary, but nowhere an economic concentration is reached. With the increase of plagioclase content ultramafic rocks will grade into mafic ones. Ultramafic

rocks are characterized petrochemically by relatively high contents of silica and lower contents of alkali, aluminium and calcium with high Fe/Mg ratios and evolve along a tholeiitic trend. The primary magma of these complexes are postulated to be olivine-tholeiitic in composition. Several copper-nickel sulphide deposits large or middle in size have been defined by dimond drilling.

The mafic-ultramafic complexes in the Huangshan-Jing'erquan belt were emplaced in an extensional environment of a Mid-Carboniferous back-arc basin. They are distinctive from the Alpine-, Yidun-, Alaska- and Klamath-types and can be regarded as a new type formed in orogenic environments.