中国大陆科学钻主孔超高压变质岩中钛的矿化作用

徐珏[1)]，王登红[1)]，陈毓川[2)]，陈振宇[1)]，余金杰[1)]，傅旭杰[1)]，王平安[3)]，李晓峰[1)]，李纯杰[1)]

1）中国地质科学院矿产资源研究所，北京，100037； 2）中国地质科学院，北京，100037；

3）中国地质调查局发展研究中心，北京，100083

内容提要：在对位于苏北榴辉岩分布区的中国大陆科学钻探工程5158m主孔岩芯进行编录、岩矿鉴定及测试的过程中，对主孔岩芯的钛矿化进行了研究。主要有经济价值的含钛相是金红石，其次是钛磁铁矿。主要含矿岩石是普通金红石榴辉岩，石英金红石榴辉岩，金红石/钛铁矿石榴辉石岩，其次有多硅白云母金红石榴辉岩，蓝晶石金红石榴辉岩，金红石黑云绿帘纤闪石岩(退变石榴辉石岩)。根据不同的矿化程度和岩性组合，将整个主孔大致分为三大岩性段：① 0～2038m：为主孔各类榴辉岩主要产出、钛矿化最好、厚度最大的地段；② 2038～3597m：为主孔钛矿化贫化、分布零散、厚度较薄的岩性段，含13层矿化视厚度4～37m不等的退变～强退变的榴辉岩，主要围岩是榍石-钛铁矿-钛磁铁矿-黑云角闪长英质片麻岩以及含白钛矿钛磁铁矿二长片麻岩，构造糜棱岩化或碎裂～角砾岩带发育，其中常见大小不等、晶簇状生长的石英方解石脉体和晶洞；③ 3597m～终孔：主要为糜棱岩化强弱不同的含钛磁铁矿黑云角闪长英质片麻岩和糜棱岩化角闪黑云二长片麻岩夹角闪黑云片岩，无榴辉岩。但在3577～5150m发现了大量富含稀土矿物的脉体。主孔岩石类型主要有6种：榴辉岩类，榴辉岩质片麻岩，石榴单辉橄榄岩，二长片麻岩和长英质片麻岩，纤闪石化辉石岩，碎裂岩和糜棱岩类。含钛矿物有金红石，钛铁矿，榍石，钛斜硅镁石，白钛矿及少量锐钛矿，板钛矿。矿石类型可分为13类。文章阐述了含钛相矿物学、金红石化学成分及微量元素特征以及金红石的成矿地球化学特征；讨论了超高压变质成矿及钛物质来源于罗迪尼亚超大陆形成后的新元古代裂解事件中的地幔柱的成矿模式。

关键词：中国大陆科学钻探；金红石；钛磁铁矿；榴辉岩；超高压变质；地幔柱

1 CCSD主孔区域地质矿化背景

大别—苏鲁造山带是北中国和南中国板块俯冲-碰撞作用的产物，是世界上目前已知的规模最大的超高压变质带。多年来，由于柯石英、金刚石在变质岩中陆续发现，这里出露的岩石是大陆板块俯冲到地幔深处，然后又折返回地表的超高压变质岩已成共识（Xu et al.，1992；Cong et al.，1996；You et al.，1996；Wallis et al.，1999）。南苏鲁地区是大别苏鲁超高压变质带的典型地区之一，这里有许多特征的超高压变质岩，如含柯石英榴辉岩，硬玉石英岩和蓝晶石石英岩等，同时还有具地幔特征的石榴石-单辉橄榄岩，纤闪石化辉石岩。为世界地学界瞩目的中国大陆科学钻探工程(CCSD)正位于南苏鲁超高压变质带东部的江苏省东海县毛北。区内主要出露各种长英质片麻岩、二长片麻岩、黑云母角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩、蓝晶石-石英岩和大理岩等变质表壳岩系。该地区的长英质片麻岩与榴辉岩一起经历了超高压变质作用（如Liu et al.，2002；刘福来等，2003；2004；2005）。区内榴辉岩体广布，毛北一带的金红石榴辉岩-超镁铁岩体呈南北向断续长达3km，宽约250～300m，与围岩片麻岩一起构成一NNE轴向，轴面向SE倾斜的倒转褶皱，钻孔位于该褶皱的东翼(许志琴等，2004)。

CCSD揭露的矿化主要是金红石矿化，而且是毛北金红石矿区的一部分。毛北金红石矿床位于江苏东海县城西南15km处的毛北-蒋马一带，其原生矿赋存于下元古界东海群阿湖组黑云斜长片麻岩带内的榴辉岩中。矿区内共有10个透镜状、似层状矿体，其中主矿体8个，长600～2640m。矿石主要为浸染状、脉状、串珠状构造，组成矿物主要有金红石、钛铁矿、石榴子石、绿辉石。工业

注：本文为中国大陆科学钻探(CCSD)工程项目、国家973项目(编号2003CB716507)资助的成果。

收稿日期：2007-11-25；改回日期：2008-02-12；责任编辑：郝梓国。

作者简介：徐珏，女，1940年生。研究员，主要从事矿床学相关研究。电话：68999054；Email：xuejue@sina.com

矿石平均含 TiO_2 2.13%,含石榴子石 40%,含绿辉石 20%。矿石可选性能良好,属于大型岩浆变质原生金红石矿床,并有残坡积及风化壳型矿(《中国矿床发现史·综合卷》,2001)。从 1987 年江苏省地矿局地质研究所矿产开发应用研究室对蒋马榴辉岩中的矿产资源开展综合开发利用可行性研究,到 1991 年 10 月江苏省地质六大队提交矿石储量 1.68 亿吨,其中可供利用的矿石储量 1.19亿吨,TiO_2储量 312 万吨,其中可供利用的储量 253 万吨。估算石榴子石远景储量 4757 万吨、绿辉石远景储量 2378 万吨,这两种矿物在金红石选矿过程中均能综合回收和利用。

在 CCSD 钻孔中,可见以下几种矿化:金红石矿化、钛铁矿矿化、榍石矿化、放射性铀-钍矿化、蛇纹石矿化。目前具有工业意义的矿化主要为金红石、钛铁矿矿化,主要出现在上部 2000m 范围内(徐珏等,2004),铀-钍矿化主要呈很细(数毫米)的红色玉髓-赤铁矿细脉穿切于 541m 处石英黄铁矿金红石榴辉岩内的 25cm 厚的黄铁矿角闪岩岩石中,局部放射性值高达 1800API。蛇纹石岩分布在 607～684m 及 840～850m,其间夹有金红石榴辉岩。榴辉岩中铁铝榴石含量普遍够工业利用品位(≥14%)。

在对 CCSD 主孔 5158m 岩芯进行编录、岩矿鉴定及测试的过程中,揭示主要有经济价值的含钛相是金红石,其次是钛铁矿、钛磁铁矿。含钛相矿物有金红石、钛铁矿、榍石、钛斜硅镁石、白钛矿及少量锐钛矿和板钛矿。

2　矿化岩性段的划分

CCSD 主孔根据岩芯中钛矿化程度及岩石组合可划分为三大岩性段(图 1):

(1) 0～2038m 为主孔钛矿化最好、厚度最大,富矿层最多(10 层)的地段,矿化累积视厚度 1320m,矿化视厚度率为 65%,也是各类榴辉岩和超铁镁质岩集中产出地段。根据岩性及连续矿化段深度又细分为。

0～546m 为不同退变程度的多硅白云母金红石榴辉岩,石英金红石榴辉岩,含黄铁矿石英金红石榴辉岩夹黝帘蓝晶石金红石榴辉岩和榴辉岩质片麻岩(含榴角闪岩,石榴黑云斜长片麻岩)。含金红石一般 3%～5%,高的可达 10%,在含黄铁矿的榴辉岩中含金红石增多,可达 5%～10%。

546～608m。黄铁矿金红石钛磁铁矿榴辉岩夹透镜状多硅白云母蓝晶石金红石榴辉岩。含金红石一般为 5%～10%,高者可达 20%～25%。钛磁铁矿含量一般为 5%～25%,局部只有几公分厚可达 85%。

608～683m 蛇纹石化石榴单辉橄榄岩夹金云母化含钒钛磁铁矿金红石榴辉岩(原岩为石榴辉石岩)和多硅白云母榴辉岩透镜体,其内穿切有金红石榴辉岩细脉。在榴辉岩中金红石含量 3%～8%,超基性岩中局部含钒钛磁铁矿为 3%～4%。

683～737m 多硅白云母金红石榴辉岩夹蓝晶石多硅白云母金红石榴辉岩。含金红石 2%～5%。

919～1011m 退变多硅白云母金红石钛铁矿榴辉岩,含金红石 2%～5%。围岩角闪黑云斜长片麻岩和绿帘黑云绿泥角闪岩中穿切金云母化-滑石-皂石-绿泥石化-石榴橄榄岩枝。

1064～1086m 角闪石化多硅白云母蓝晶石金红石榴辉岩,含金红石 0.5%～3%。

1595～1665m 退变多硅白云母金红石榴辉岩夹石榴绿帘角闪岩和角闪二长片麻岩,含金红石 3%～4%,在片麻岩中普遍含白钛矿和包裹柯石英的锆石。

1722～1783m 多硅白云母金红石(1%～3%)钛磁铁矿(5%～10%)榴辉岩夹绿泥绿帘角闪岩

1827～2000m 多硅白云母金红石(1%～3%)钛铁矿(1%～5%)榴辉岩夹钛磁铁矿(1%～4%)金红石(1%～3%)榴辉岩(纤闪石化辉石岩)。

2000～2038m 角闪石化金红石(1%～3%)钛铁矿(3%～5%)榴辉岩夹黑绿色斑点状绿帘绿泥纤闪石辉石岩。

(2) 2038～3597m 为主孔钛矿化贫化、分布零散、厚度较薄的岩性段,含 13 层矿化视厚度 4～37m 不等的退变—强退变的榴辉岩,矿化累积视厚度 199m,矿化视厚度率为 12%。在 13 层榴辉岩中有 7 层退变多硅白云母榴辉岩,有三层与纤闪石化辉石岩有关的榴辉岩,在这 13 层榴辉岩中均有不同程度榍石化(1%～5%),并在榴辉岩顶底的斜长片麻岩,黑云角闪片岩中均含榍石(0.5%～5%)。主要围岩是榍石-钛铁矿-钛磁铁矿-黑云角闪长英质片麻岩,含白钛矿钛磁铁矿二长片麻岩夹含榍石绿帘黑云斜长片麻岩,含榍石斜长绿帘角闪(黑云)片岩,构造糜棱岩化或碎裂-角砾岩带发育,其中常见大小不等、晶簇状生长的石英方解石脉体和晶洞。在 3190～3210m 处侵入有花岗岩枝。

榴辉岩层可分为:

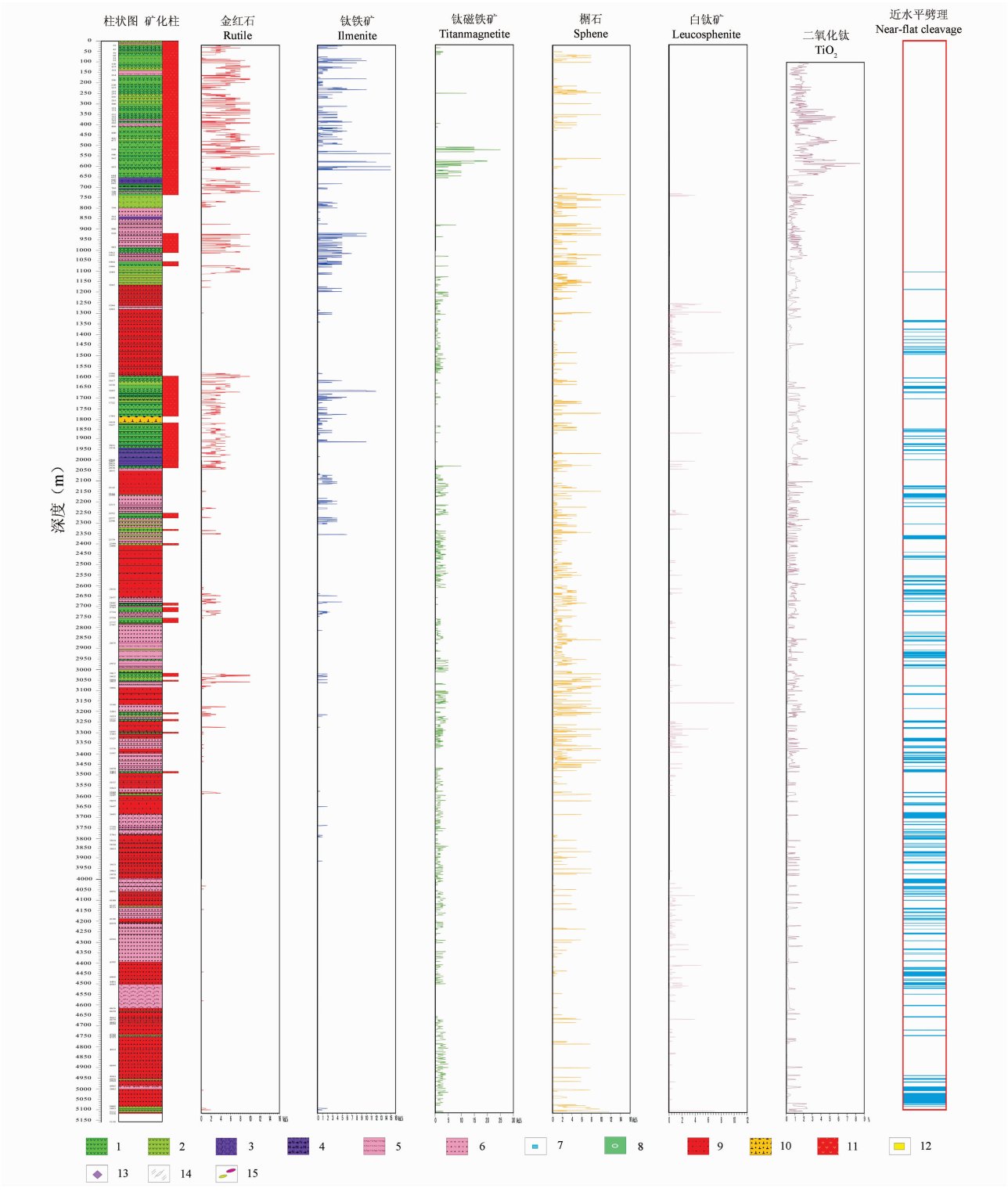

图 1 CCSD 主孔地质矿化-钛矿物-岩性综合柱状图

Fig. 1 Mineralization-Ti-minerals-lithological section of the CCSD main hole

1—榴辉岩；2—斜长角闪岩和退变榴辉岩；3—蛇纹石化石榴单辉橄榄岩；4—绿帘纤闪石化辉石岩；5—斜长片麻岩；6—黑云角闪二长片麻岩；7—蓝晶石；8—石英；9—含钛磁铁矿长英质片麻岩；10—英云闪长岩；11—钛矿化柱；12—黄铁矿；13—钛磁铁矿；14—糜棱岩化—眼球状；15—团斑状—角砾状

1—Eclogite; 2—Amphibolite / retrograded eclogite; 3—Serpentinization peridotite; 4—Epidote-uralitization pyroxenite; 5—Plagioclase gneiss; 6—Biotite-amphibole-monzonitic gneiss; 7—Kyanite; 8—Quartz; 9—Titanmagnetite-bearing felsic gneiss; 10—Tonalite; 11—Titanium mineralization section; 12—Pyrite; 13—Titanmagnetite; 14—Mylonitization-angen; 15—Phyre-brecciform

2164～2168m 强退变黄铁矿(2%～4%)金红石(1%～2%)榍石(2%～10%)榴辉岩(含黄铁矿金红石榍石黑云纤闪石岩)。顶底绿帘黑云斜长片麻岩中间 8 米为退变多硅白云母含黄铁矿(1%～2%)钛铁矿(2%)金红石(1%～2%)榍石(0.5%～8%)角闪石化榴辉岩。

2252～2277m 强退变黄铁矿(2%～4%)金红石(1%～2%)榍石(2%～10%)榴辉岩。

2328～2336m 强退变黄铁矿(5%)金红石(2%)钛铁(3%)矿榴辉岩。围岩为绿帘黑云角闪斜长片麻岩和绿帘黑云斜长角闪岩之互层。

2399～2406m 灰绿色碎裂退变金红石(1%～3%)钛铁矿(1%～6%)多硅白云母榴辉岩。

2682～2694m 强退变多硅白云母金红石(1%～4%)钛铁矿(0.5%～2%)榍石(1%～5%)榴辉岩夹绿帘黑云斜长片麻岩和绿帘斜长黑云角闪岩。

2703～2724m 灰绿色强退变多硅白云母金红石(0.5%～3%)钛铁矿(1%～2%)榍石(1%～5%)榴辉岩夹斜长角闪岩。

2754～2777m 灰绿色多硅白云母含黄铁矿(1%～2%)金红石(1%～3%)钛铁矿(1%)榍石(1%～5%)榴辉岩。

3017～3033m 细粒角闪黑云多硅白云母金红石(1%～3%)榴辉岩。

3050～3055m 黄铁矿榴辉岩,多硅白云母榴辉岩夹绿帘黑云斜长角闪岩。

3201～3223m 榍石绿帘斜长角闪岩,黑云片岩,榍石绿帘黑云角闪斜长片麻岩夹角闪石化金红石(0.5%)榴辉岩。

3266～3303m 退变多硅白云母金红石(0.5%)榴辉岩,顶底部为含榍石黄铁矿黑云斜长角闪岩和斜长片麻岩。

3483～3491m 强退变榴辉岩,含少量金红石(小于 0.5%)和黄铁矿。

3586～3597m 含金红石(1%～3%)榍石(2%～8%)黑云角闪岩夹金红石(1%～3%)榴辉岩。

(3) 3597m—终孔主要为糜棱岩化强弱不同的含钛磁铁矿黑云角闪长英质片麻岩和糜棱岩化角闪黑云二长片麻岩夹角闪岩,黑云片岩,无榴辉岩。在临近终孔 5085～5150m 处有视厚度 27m 的含金红石-榍石-石榴斜长角闪岩,即强退变榴辉岩,在 3577～5150m 发现了大量富含稀土矿物-白钛矿-锆石-碳酸盐矿物。

3　主要岩石类型

3.1　榴辉岩类

按照其起源可分为壳源和幔源两大类。壳源包括变质前是长期居留于陆壳的基性至中性岩浆岩;幔源的榴辉岩指的是直接与地幔岩有关的基性岩类在深俯冲过程中加入俯冲板片,以致遭受超高压变质的叠加,如 546～572m 处的无石英的黑褐色黄铁矿-金红石-含钒钛磁铁矿榴辉岩岩片(石榴辉石岩),其内穿切有 2～5mm 厚的超铁镁质岩脉及辉石细脉,岩石中含浸染状条带状黄铁矿,岩石内金红石含量 5%～10%,高的可达 25%,在 570～572m 处钛磁铁矿高达 35%,局部还有 5cm 厚的含金红石的钛磁铁矿层。在矿物成分上壳源榴辉岩类成分复杂,常见多硅白云母、帘石类、蓝晶石、石英等硅铝质成分矿物,在化学成分上相对贫 Mg,SiO_2 含量变化大,且偏高。幔源榴辉岩矿物成分相对简单,富 Mg,SiO_2 含量相对偏低。金红石矿化集中在壳源的榴辉岩和幔源的石榴辉石岩中。钛磁铁矿矿化集中幔源榴辉岩中,幔源榴辉岩常包裹有透镜状多硅白云母金红石榴辉岩,蓝晶石金红石榴辉岩。主要含矿岩石是普通金红石榴辉岩、石英金红石榴辉岩、金红石/钛磁铁矿石榴辉石岩,其次有多硅白云母金红石榴辉岩、蓝晶石金红石榴辉岩、金红石黑云绿帘纤闪石岩(退变石榴辉石岩)。

榴辉岩的矿物化学电子探针分析结果澄清了以下事实:

(1) 幔源榴辉岩实际是石榴辉石岩。石榴石富镁(Pyp 58.32)辉石为 Ca-Mg-Fe 辉石类,并非绿辉石。这是它与壳源榴辉岩的根本差别。Y24,Y36 都是这种类型。它们均与超镁铁岩共生。

(2) 大多数的单斜辉石在 Jd-Ae-WEF 三元图上均投入绿辉石区。只是 Y24、Y36 这两个与超镁铁岩有关的样品落在 WEF 区,它们是 Ca-Mg-Fe 单斜辉石类,而且含镁量很高属于钠质普通辉石。

(3) 深度大小并不引起岩石类型的变化。本次参比岩石 Y31-Y35 深度均在 1992m 以下,但它们的辉石、石榴石成分与钻孔浅部岩石并无显著差别。

(4) 壳源榴辉岩普遍有退变质作用。绿辉石不同程度地被角闪石＋酸性斜长石的集合体代替。角闪石晶体化学式中的 Tsi 是退变质温度的标尺。只有个别角闪石 Tsi＞7.0,可能代表晚期叠加的阳起石。多硅白云母退变质为黑云母和钾长石。

(5) 金红石和钛铁矿是 CCSD 主孔岩石的主要

副矿物。是东海金红石矿的主要来源。金红石常与磷灰石共生,以至在化学成分上 TiO_2 与 P_2O_5 是正相关关系。有时金红石和钛铁矿的颗粒边沿围绕着一圈黑云母,探针分析成果表明它们含 TiO_2 量达 2.04%～3.38%。

主孔所遇到的含钛相,在壳源榴辉岩和榴辉岩质片麻岩中主要是金红石,在幔源榴辉岩中以金红石为主兼具含钒钛磁铁矿。在幔源石榴橄榄岩中主要出现钛斜硅镁石;在强退变质的榴辉岩中金红石、钛铁矿普遍多已退变质为榍石。

3.2 榴辉岩质的片麻岩(强退变金红石榴辉岩)

属于超高压变质岩中酸性成分的岩石,矿物成分与榴辉岩相似,但含石英量较高达 20%,岩石退变质以后出现大量的糖粒状钠长石(An=0～7)和角闪石集合体,有时在后成合晶中形成由钠长石和角闪石组成的菊花状变斑晶,而原先的多硅白云母退变成黑云母,部分绿帘石。整体具有绿帘角闪(黑云)片麻岩的成分。但其中往往还能识别原绿辉石的晶形轮廓,特别是当霓辉石边依然存在时更为清楚。此类片麻岩中的绿帘石常见环带,中心部分为褐帘石。有的褐帘石具很薄的绿帘石反应边。榴辉岩质片麻岩早期也含金红石,退变过程中转变钛铁矿和榍石。并常见金红石部分退变为钛铁矿,边部被一圈榍石所包裹。

3.3 石榴单辉橄榄岩

岩石强烈蛇纹石化,橄榄石被蛇纹石切割呈网格状。同时析出含 V、Cr、Ni、Mg、Ti 的磁铁矿。石榴石单斜辉石均不同程度的绿泥石化,并形成高 Mg 含 Ti、V、Cr、Ni 的浅色针状镁绿泥石。岩石中主要含钛相矿物为含钒钛磁铁矿、钛斜硅镁石。钛斜硅镁石是一种超高压变质条件下稳定的矿物。

石榴单辉橄榄岩与壳源榴辉岩具明显的侵入关系。在岩芯内多处见多硅白云母榴辉岩呈布丁状夹于蛇纹石化石榴单辉橄榄岩之中。另一种金云母化的钛磁铁矿金红石榴辉岩(原岩为石榴辉石岩)夹于蛇纹石化石榴单辉橄榄岩内,二者互相包容呈"三明治"式的接触关系,可能为同源同时的幔源型不同类型的超基性岩类。

3.4 二长片麻岩和长英质片麻岩

含角闪石黑云母的斜长片麻岩,当钾长石含量逐渐增加即过渡为二长片麻岩,其中偶见少量的石榴子石(含 Mn 量相对较高),晶形多呈骸晶状。绿帘石多具环带状,中心为褐帘石。钾长石斜长石并存,钾长石相对它形,常包裹细粒斜长石,在相邻的斜长石中出现净边结构和蠕英石。说明了这些二长片麻岩是在斜长片麻岩的基础上发育起来的。而许多斜长片麻岩就是榴辉岩质片麻岩退变质产物。即榴辉岩质片麻岩折返进入中下地壳时在地壳中富钾流体作用下,进行混合岩化作用,使岩石逐渐变成花岗岩外貌。在测井数据中,这类正片麻岩的伽玛值很高。这与钾长石含量的增加密切相关。

在二长片麻岩和长英质片麻岩中含钛相矿物,主要是榍石,钛磁铁矿,白钛矿,都不具有经济价值。

3.5 纤闪石化辉石岩

该类岩石主要分布在 546～608m、683～685m 处含黄铁矿金红石钒钛磁铁矿榴辉岩段和 1943～2006m 处的钛磁铁矿黑云绿帘纤闪石岩(退变石榴辉石岩),它包裹了多硅白云母金红石榴辉岩。在多硅白云母金红石榴辉岩中穿切有纤闪石化辉石岩岩枝。

3.6 碎裂岩和糜棱岩类

脆性破裂形成各种碎裂岩,脆韧性过渡形成糜棱岩,韧性变形造成岩石中各种面理。

显微规模的碎裂岩即显微角砾岩,见于各主要类型的岩石中,显微角砾来自其围岩。胶结物多为碳酸盐类如方解石。宏观的角砾岩最显著的是 1600m 处的长英质碎裂角砾岩和碎裂角砾状金红石榴辉岩相接触带上,厚约 40m,胶结物为碳酸盐和绿泥石。在该破碎带上有大量多硅白云母石英脉,方解石—赤铁矿细脉,石英角砾岩脉,并有大量水晶—石英晶洞,晶簇。这是地壳浅部伸展作用形成的脆性构造岩,有利于超低压水晶石英矿的形成。

典型的糜棱岩在深占中前 2000m 的岩芯中并不多见,比较显著的是在 1783～1818m 处的英云闪长岩体韧性变形,斜长石具旋转碎斑,原先侵入其中伟晶脉,因伸展被拉断,构成带拖尾的石英假砾石;深占中糜棱岩主要出露于 3647m 以下黑云角闪二长片麻岩和含钛磁铁矿黑云角闪长英质片麻岩夹黑云(角闪)片岩岩性段中;在 2038～2132m 处的绿帘黑云斜长片麻岩和含钛磁铁矿长英质片麻岩也糜棱岩化。

另外在深占 2000m 以下发育不连续,强度不同的近水平的劈理(见近水平劈理),从劈理面上滑动线理痕迹观测,认为经历过先压剪,后张剪的构造活动,使岩芯劈成薄片或薄板状。最为特殊的是在 3577～4012m 深度的糜棱岩化角闪长英质片麻岩和黑云角闪二长片麻岩中发现的富含稀土矿物的脉体。其矿物组合包括:①含磁铁矿-黄铁矿-钾长石-钠长石-重晶石-氟碳钙铈矿-氟碳钇钙矿-含镁,铁碳酸盐脉;②黑云母-钾长石-钠长石-角闪石-氟碳钇钙

矿-石英-碳酸盐脉;③黑云母-白云母-钾长石-角闪石-磷灰石-磁铁矿-氟碳钙铈矿-锆石-石英脉;(4)褐帘石-金红石-白钛矿-钾长石-钠长石-角闪石-氟碳钙铈矿-锆石-碳酸盐脉。

4　主要含钛矿物及矿石类型

含钛矿物有金红石,钛铁矿,榍石,钛斜硅镁石,白钛矿及少量锐钛矿,板钛矿,在壳源榴辉岩和榴辉岩质片麻岩中主要是金红石,在幔源榴辉岩中以钛铁矿为主,有时兼具金红石,在幔源石榴橄榄岩中主要出现钛斜硅镁石,在强退变的榴辉岩中,金红石、钛铁矿普遍退变成榍石。主要有经济价值的含钛相是金红石,其次是钛铁矿(徐珏等,2004)。

对新鲜金红石榴辉岩中金红石进行电子探针扫描,测得金红石中 TiO_2 为 98.78%～99.78%,几乎不含 U、Th、Nb,杂质含量很低,即金红石矿物质量很纯。对 100～500m 中各类金红石榴辉岩的近 500 个光薄片进行了显微目尺下金红石、钛铁矿、榍石粒径测定,其结果见表 1。

金红石常以微细粒、自形晶均匀地分布于新鲜的石榴子石粒间或与绿辉石晶间,并在超高压阶段后期的挤压动力作用下,金红石、钛铁矿沿挤压面理迁移富集。在退变过程中,他们往往迁移分布到后成合晶与石榴子石接触的晶界处。伴随超高压的造岩矿物退变过程中使金红石、钛铁矿、榍石粒径变大,个别可达 5mm。

在各类金红石榴辉岩中的石榴子石、绿辉石粒内,"柯石英"假象比比皆是,在金红石粒内也见"柯石英"假象,其柯石英随岩石退变而转为石英和石英集合体,并可见在"柯石英"假象中还包裹有钙钛矿、磷灰石、锆石、硬玉、金红石、钛铁矿等微细矿物。

根据蚀变和矿物组合,可将金红石矿床的矿石类型划分为以下几类:

(1)新鲜金红石榴辉岩,主要为石榴子石、绿辉石、金红石,金红石含量 5%～10%。

(2)黄铁矿金红石榴辉岩,主要矿物为石榴子石、绿辉石、金红石、黄铁矿、金红石含量 3%～5%,局部 5%～10%。

(3)石英金红石榴辉岩,主要矿物为石榴子石、绿辉石、石英、金红石,金红石含量 3%～5%,局部 5%～10%。

(4)角闪石化金红石榴辉岩,主要矿物为石榴子石、绿铁闪石、普通角闪石、交代残余绿辉石、金红石、钛铁矿等,金红石含量 2%～3%,局部 5%,钛铁矿含量 0.5%～4%。

(5)绿帘石化金红石榴辉岩,主要矿物为石榴子石、角闪石,绿帘石、少量绿泥石、辉石、碳酸盐、金红石、钛铁矿、榍钛铁矿。

(6)多硅白云母金红石榴辉岩,主要矿物为石榴子石、钠铁闪石、多硅白云母、绿辉石、黑云母、金红石、钛铁矿等,金红石含量 1%～3%,局部 5%,钛铁矿 2%～5%。

(7)蓝晶石金红石榴辉岩,金红石含量 2%,蓝晶石 3%～15%。

(8)石榴斜长片麻岩(退变硬玉榴辉岩)主要矿物为石英、斜长石、石榴子石、霓辉石、钠铁闪石,少量金红石(<0.5%)、钛铁矿、钛磁铁矿。岩石中常穿切有 1cm 左右宽的金红石-石榴石-石英脉,脉内金红石>10%。

(9)石榴角闪岩(强退变榴辉岩)金红石含量 0.5%～2%。

(10)海绵陨铁结构钛铁矿-钒钛磁铁矿榴辉岩;钛铁矿-钒钛磁铁矿含量 5%～35%。

(11)富金红石-钒钛磁铁矿榴辉岩,金红石含量 3%～15%(多为 8%),当钒钛磁铁矿>15%时,金红石含量很低,不见石英。

表 1　金红石、钛铁矿、榍石粒度(mm)统计

Table 1　granularity statistic of rutile, ilmenite and titanite(mm)

深度	0～607m,930～1011m			1595～2000m		
岩石 矿物	金红石	钛铁矿	榍石	金红石	钛铁矿	榍石
新鲜金红石榴辉岩	0.05～0.4	0.1～0.3	—	0.05～0.1	—	—
石英金红石榴辉岩	0.1～0.6	—	—	0.1～0.3	—	—
多硅白云母金红石榴辉岩	0.1～0.4	0.2～0.5	—	0.05～0.2	—	—
蓝晶石金红石榴辉岩	0.1～0.3	—	—	0.1～0.2	—	—
退变榴辉岩	0.2～0.5	0.1～0.5	0.2～0.3	0.2～0.5	榍石呈金红石、钛铁矿的冠状体	
强烈蚀变辉石岩	0.2～0.8	0.2～0.5	0.3～0.6	0.2～0.4(个别 2.5)	榍石呈金红石、钛铁矿的冠状体	
纤闪石化榴辉岩	—	—	—	0.1～0.2	—	0.2

(12)钒钛磁铁矿石榴单辉橄榄岩,含钒钛磁铁矿 5%～20%,钛斜硅镁石普遍,少量镍黄铁矿,微量铁-铬、铁-镍合金。

(13)石榴纤闪石岩(原岩为石榴辉石岩),金红石含量 3%～4%,榍石含量 1%～2%,少见钛铁矿。

金红石矿化主要富集在以下部位:①新鲜的金红石榴辉岩;②分异良好的条带状绿辉石-石榴石-石英-榴辉岩;③在退变榴辉岩中后成合晶与石榴子石冠状体接触部位;④在构造柔皱轴部或挤压面理发育部位,随其岩石变形,金红石、钛铁矿也变形柔曲拉长。钛铁矿则主要富集在退变榴辉岩中,部分钛铁矿是交代金红石而形成的,在绿辉石-石英脉中钛铁矿含量高达 10%以上。

5 金红石的微量元素特征

金红石是相对稳定的矿物,其化学成分主要是 TiO_2,可出现少量的其他组分,如 FeO、V_2O_5、Cr_2O_3、Nb_2O_5等。王汝成等(2005)、余金杰等(2006)利用电子探针分析了中国大陆科学钻探工程主孔各种类型榴辉岩的 Nb、Cr 和 Zr 含量。Zack et al.(2002;2004a)的金红石 Nb-Cr 图解表明榴辉岩的原岩均为镁铁质岩,但不同类型榴辉岩具有不同的地球化学特征,即:①金红石榴辉岩、石英榴辉岩、角闪岩和钛铁矿榴辉岩中金红石的 Nb 和 Cr 含量大致相同,主孔中上述榴辉岩中金红石的 Nb、Cr 含量与区域上小焦金红石矿区金红石榴辉岩中金红石的 Nb、Cr 含量基本相同。总体来讲,区域和主孔榴辉岩中金红石以低 Nb 为特征,反映它们的原岩为镁铁质岩石。②蓝晶石多硅白云母榴辉岩中金红石具最高的 Nb 和 Cr 含量,其 Nb 和 Cr 均值各自为 720×10^{-6} 和 712×10^{-6},多硅白云母榴辉岩中金红石比金红石榴辉岩、石英榴辉岩、角闪岩和钛铁矿榴辉岩中金红石富集 Cr。利用 Zack et al.(2004b)提出的金红石 Zr 含量温度计,计算得出金红石榴辉岩的金红石形成温度介于 608～746℃,石英榴辉岩的金红石温度介于 629～680℃,钛铁矿榴辉岩金红石的形成温度介于 629～704℃,蓝晶石多硅白云母榴辉岩的金红石形成温度为 600℃,角闪岩的金红石形成温度为 629℃(余金杰等,2006)。这些温度都明显低于普遍认为的榴辉岩相峰期变质温度(700～890℃,如 Zhang et al.,1995;Zhang et al.,2000;Liu et al.,2001, 2002),一种可能的解释是,榴辉岩在拆返过程中退变质作用明显,流体活动强烈,导致金红石中 Zr 扩散丢失,金红石中 Zr 含量不同程度地受到角闪岩相退变质过程中再平衡作用的影响,致使计算的温度偏低。

在 CCSD 主孔超高压变质岩中,金红石除了产于榴辉岩等基性变质岩中外,在局部地段的花岗质岩石(包括伟晶状花岗岩和花岗片麻岩)中也出现了金红石的聚集。这两种金红石在矿物组合和成分上有所不同,产于花岗质岩石中的金红石外观似锡石,与绿泥石相伴出现,化学成分 $TiO_2<98.5\%$而 $FeO>0.4\%$。产于榴辉岩中的金红石 TiO_2含量变化于 95.73%～100.18%,平均值 98.65%,而 FeO 一般 $<0.4\%$。另外,榴辉岩中金红石常常含有 0.02%以上的 Cr_2O_3,而花岗岩中的金红石基本不含(表 3,图 2、图 3)。其他成分如 SiO_2、Al_2O_3、CaO、MgO 等的含量一般都$<0.5\%$,而且在两类金红石中的差别不大。K_2O 和 Na_2O 的含量基本可以忽略。

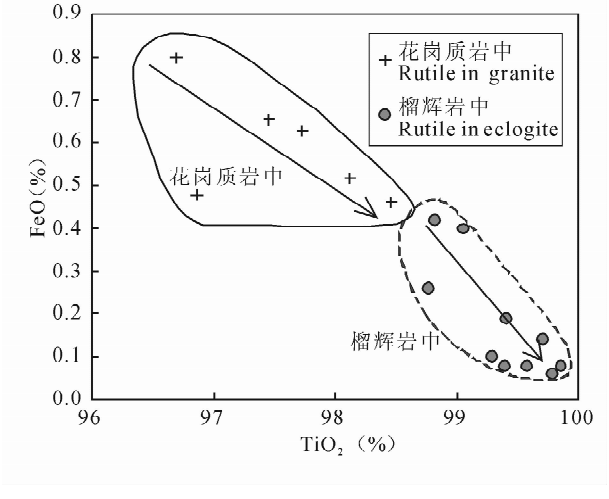

图 2 CCSD 中金红石的 TiO_2-FeO 图解

Fig. 2 TiO_2-FeO diagram of rutile

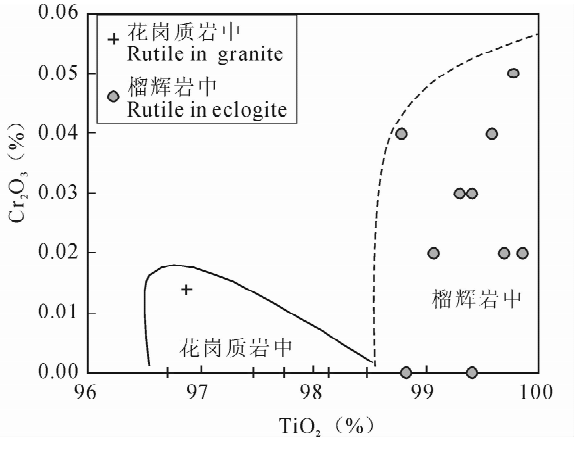

图 3 CCSD 中金红石的 TiO_2-Cr_2O_3图解

Fig. 3 TiO_2-Cr_2O_3 diagram of rutile

6　金红石成矿地球化学特征

对金红石矿化层位的主含矿层(0～607m 段)的少量样品进行了分析测试,从图 4 可以明显看出,在第一含矿层中,金红石的矿化具有如下特点:

在空间上,TiO_2 的含量自上而下呈波动变化,但总趋势是逐渐升高的,到 558.65m 处的钛磁铁矿榴辉岩中达到最高(TiO_2=6.85%);

不同类型的榴辉岩 TiO_2 含量明显不同。TiO_2 含量在整个矿化层平均为 2.31%,在金红石榴辉岩中为 3.42%,在多硅白云母榴辉岩中为1.94%,在退变榴辉岩中为 1.75%,在退变多硅白云母榴辉岩中为 1.73%,在强退变多硅白云母榴辉岩中为 1.35%。金红石榴辉岩的 TiO_2 含量最高出现在 448.87m 处(TiO_2=5.47%)。可见,金红石榴辉岩中 TiO_2 的含量普遍高于其他类型的榴辉岩;

退变榴辉岩的 TiO_2 含量普遍较低,并且随着退变程度的增大 TiO_2 的含量越来越低,可以从金红石榴辉岩的平均 3.42%降低到 1.35%,降低程度达 61%。这表明,在退变质过程中 TiO_2 的含量是可变化的。这与传统概念上的 Ti 属于惰性元素,在变质过程中不发生明显活动的认识不同;

第一矿化层中各类样品 SiO_2 与 TiO_2 之间属于负相关关系,即随着 SiO_2 含量的增大,TiO_2 含量显著降低。这种变化趋势在同一类岩石如金红石榴辉岩中表现得更加明显,因此,金红石榴辉岩退变质的过程也是 Si 增加而 Ti 降低的过程,强烈退变的金红石榴辉岩 TiO_2 含量可<1.50%,而 SiO_2 可高达 60%以上。

进一步分析金红石榴辉岩中 TiO_2 含量与其他氧化物含量的关系可以看出,TiO_2 含量与 CaO、FeO 和 Fe_2O_3 等具有正相关性,尤其是在 Fe_2O_3-TiO_2 图解中,富含金红石的榴辉岩与其他榴辉岩分布在明显不同的两个区域。在同样 Fe_2O_3 含量的情况下,富含金红石榴辉岩的 TiO_2 含量要比其他类型的榴辉岩(包括各种退变榴辉岩)要高 1%～3%。另外,退变越强,TiO_2 含量越低;最高 TiO_2 含量的样品均出现在 SiO_2<45%、FeO>12%的变质超基性岩中。退变质过程看来是一个 Ti、Fe、Ca、Mg 等物质带出,而 Si 大量带入的过程。也就是说,退变质过程可能就是一个幔源物质与地壳物质相互"融合"的壳幔交代过程。

另一方面,对于 TiO_2 含量>4%的金红石榴辉岩来说,在 TiO_2 发生明显变化的过程中,其他组分(如 FeO 和 SiO_2)的变化相对很小,可能反映金红石的富集似乎具有一定的独立性。这一点,在 Al_2O_3-TiO_2 图解上看得更清楚,即对于 TiO_2>3%的样品,TiO_2 含量与 Al_2O_3 含量呈明显的负相关性;而对于 TiO_2<3%的样品,TiO_2 含量与 Al_2O_3 含量之间没有协变关系,并且与退变程度也没有关系,Al_2O_3 含量并没有随着 TiO_2 含量的降低而明显升高。因此,金红石矿化可能在退变质发生之前就发生了。

表 3　CCSD 超深钻中两类产状金红石的电子探针分析结果(%)

Table　3　Electron microprobe analysis(%) of rutile of two occurrence

样号	Na_2O	K_2O	MnO	MgO	CaO	FeO	Al_2O_3	TiO_2	Cr_2O_3	SiO_2	P_2O_5	NiO	Nb_2O_5	总和
wdh1-rut1	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.46	0.01	98.47	0.00	0.06	0.00	0.01		99.08
wdh1-rut2	0.00	0.00	0.01	0.02	0.08	0.65	0.01	97.46	0.00	0.00	0.42	0.00		98.65
wdh1-rut3	0.03	0.01	0.00	0.00	0.06	0.48	0.03	96.87	0.01	0.03	0.35	0.00		97.86
wdh1-rut4	0.00	0.00	0.00	0.01	0.26	0.80	0.02	96.71	0.00	0.08	0.77	0.01		98.64
wdh1-rut5	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.52	0.02	98.12	0.00	0.09	1.03	0.00		99.86
wdh1-rut6	0.00	0.00	0.00	0.02	0.47	0.63	0.01	97.74	0.00	0.03	0.29	0.00		99.18
E1-1Rc	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.08	0.00	99.40	0.00	0.02			0.00	99.53
E1-1Rb	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.10	0.00	99.29	0.03	0.03			0.02	99.50
E1-2-Rc	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.08	0.02	99.58	0.04	0.03			0.00	99.81
E1-2-R	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.06	0.00	99.78	0.05	0.02			0.03	99.99
E1-2-Rb	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.08	0.00	99.86	0.02	0.02			0.00	100.02
E11-1-R1c	0.00	0.00	0.01	0.00	0.16	0.42	0.00	98.82	0.00	0.05			0.02	99.48
E11-1-R1b	0.01	0.00	0.01	0.01	0.25	0.40	0.01	99.06	0.02	0.07			0.01	99.85
E11-2R	0.01	0.00	0.01	0.02	0.16	0.14	0.01	99.70	0.02	0.08			0.03	100.18
E11-3Rc	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	0.26	0.03	98.78	0.04	0.09			0.01	99.28
E11-3Rb	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.19	0.06	99.41	0.03	0.02			0.01	99.80

注:样号以 wdh 开头的金红石产于花岗质岩中,其余产于榴辉岩中。由中国地质科学院矿产资源研究所电子探针室余静、陈振宇测定。

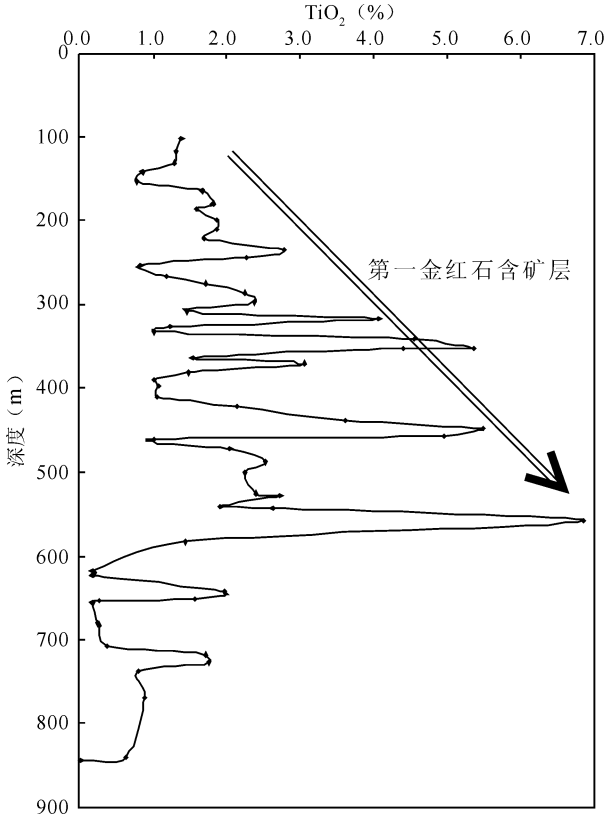

图 4 CCSD 钻孔 100～850m 深度 TiO_2 含量变化曲线

Fig. 4 Variation curve of TiO_2 content in 100～850m depth of CCSD drilling core

7 金红石成矿机制

一般而言，钛矿床在地质作用各阶段中的富集成矿规律是：在晚期岩浆阶段，钛成独立矿物或成类质同象参与铁的氧化物，可以形成具工业价值的分异型和贯入型的钛铁矿、钛磁铁矿矿床。在风化作用条件下，因为钛矿物很稳定，在原生钛矿床或富含钛矿物的各类地质体（成矿母岩）及其附近或流水下游，分别形成残坡积、河流冲积和滨海沉积型钛铁矿、金红石砂矿床。在沉积的铝土矿及红土内也有钛的聚集，主要是以钛铁矿、金红石、板钛矿等矿物形式存在。在变质作用过程下，含钛泥质岩石中的钛可以再次富集，也可使辉长岩、闪长岩中钛磁铁矿分解，形成金红石岩矿床。前述的矿床地球化学特点也表明东海地区的金红石矿床主要是在退变质之前形成的，从岩石矿物学的角度可以进一步证明，金红石矿床经历了超高压变质作用。

7.1 金红石矿床经历超高压变质的岩石矿物学证据

根据对岩芯的编录和光薄片鉴定，可以看出金红石经历了超高压变质作用：①金红石矿床主要赋存在三个超高压变质岩片段内；② 金红石、钛铁矿与“柯石英”假象共生。在 CCSD 钻孔见到的各类榴辉岩及石榴硬玉片麻岩中，金红石、钛铁矿可与超高压的“柯石英”共生；③在金红石矿物中存在“柯石英”假象，说明金红石和部分钛铁矿也经历了超高压变质作用；④金红石、钛铁矿与超高压变质分异和退变质作用是同步进行的。

7.2 金红石在不同变质阶段的特点

在不同的变质阶段，金红石所经历的变质作用具有不同的特点：

7.2.1 超高压阶段

高压/超高压阶段以出现高压、超高压变质矿物为特征，可形成与变质分异或变质作用有关脉体：如金红石-石榴子石-石英脉、金红石-多硅白云母-石榴子石脉、绿辉石脉等；与高压/超高压作用有关的高压热液脉：如黄铁矿-钛铁矿-石榴子石-石英脉、金红石-石英脉、绿帘石-金红石-石榴子石-角闪石-石英脉、金云母-黑云母脉等。

在超高压峰期变质阶段，金红石以最大丰度值呈微细粒均匀地分布在榴辉岩内各矿物粒间。由于绿辉石、石榴子石的流变学性质差异很大，应力作用诱发变质分异作用，矿物分异迁移，形成条带状绿辉石、石榴子石、石英互层，同时金红石也迁移富集到各条带接触的界面中，使金红石粒度变大。也常见石榴子石-金红石-石英细脉穿切榴辉岩。当榴辉岩受到动力挤压作用形成面理时，金红石、石英也发生迁移，沿着该面理拉长分布。

7.2.2 角闪岩相退变阶段

当超高压榴辉岩相开始折返减压到角闪岩相阶段，即为超高压变质峰期过后是近等温的减压部分熔融阶段，往往形成伟晶岩相、角闪岩相。据李曙光（2004）研究，从超高压峰期到绿片岩相退变质，有 2 个退变质降温过程：① 从超高压峰期至角闪岩相 220～219Ma；② 从绿帘角闪岩至绿片岩相 180～170Ma，这两个阶段之间有近 40Ma 的时间处于 600℃恒温阶段，主要处于中、下地壳环境，即处于角闪岩相退变质和含水、减压部分熔融阶段。与此过程相关的是形成了一些伟晶状脉体或在长英质脉体中常出现多硅白云母、石榴子石等变质矿物及类型繁多的脉体。当超高压榴辉岩相开始折返减压到角闪岩相阶段，榴辉岩中绿辉石矿物在 SiO_2 流体作用下首先退变，分解为普通角闪石和钠长石组成的后成合晶，同时使分布在石榴子石与绿辉石粒间的金红石发生迁移，分布到石榴子石与后成合晶条带或

团块相接触处,并加大了金红石的粒度。在热流体的作用下,绿辉石和石榴子石反应交代过程中消耗一部分金红石,生成角闪石、钙铝榴石和石英。其反应如下(据游振东等,2000):

3.46 绿辉石＋0.90 石榴子石＋0.03 金红石＋1.00H_2O=1.00 普通角闪石＋0.33 钙铝榴石(固溶体)＋0.38 石英

从上式可知,约一份石榴子石分解消耗 3.46 份绿辉石。因此,在角闪石化退变中,绿辉石大量减少,金红石含量也随之减少了,即新鲜榴辉岩中含量达 5%～10%的细小金红石到退变角闪岩相阶段,金红石含量减少到 2%～5%,同时 Ti 从角闪石或辉石中释放出来与铁结合形成钛铁矿,使得在退变榴辉岩中钛铁矿含量随退变进行有不同程度增加。

在多硅白云母金红石榴辉岩退变时,一方面使多硅白云母分解生成海绵状或微晶状的黑云母＋斜长石交生体的后成合晶,在后期重结晶中会形成大片黑云母和斜长石,同时在反应中生成部分金红石-石英脉体,见下式(据游振东等,2000):

0.86 多硅白云母＋0.55 绿辉石＝1Var＋0.34 黑云母＋1.64 斜长石＋0.82 石英＋0.06 金红石＋1.04 H_2O

这是脱水反应,式中 1Var＝—0.289Si＋1.023Al—0.070Ti＋0.033Mn—0.776Mg—0.701Na＋0.916K。

另外,诸如含柯石英金红石榴辉岩、硬玉榴辉岩、多硅白云母金红石榴辉岩、含蓝晶石金红石榴辉岩、石榴硬玉石英岩、石榴辉橄岩、石榴辉石岩等在退变-蚀变过程中,一方面形成大量闪石类和长石的后成合晶脉体及冠状体,有时还有钠长石和霓辉石或霓石组成冠状体。在石榴橄榄岩中,常见绿泥石呈石榴子石的交代假象,从而形成大量钛铁矿-石英-碳酸盐脉,金红石-石英脉、黄铁矿-金红石-石英脉、金红石-黑云母-石英脉、伟晶状长英脉、绿帘石-长英质-榍石脉;同时使金红石发生迁移、减量、相转变,粒度加大,部分金红石被钛铁矿取代或钛铁矿呈金红石的冠状体,甚至少量被榍石取代,或榍石呈金红石、钛铁矿的冠状体。

7.2.3　绿片岩相阶段的热液蚀变

此阶段形成的脉体极其复杂,根据矿物组合可识别出 30 多种类型,主要有绿帘石-绿泥石-角闪石-石英脉、钛铁矿-石英脉、钠长石-黄铁矿-钛铁矿-角闪石脉、磁铁矿-黄铁矿-赤铁矿-石英脉、蛭石-蛇纹石脉、阳起石-角闪石-石英脉等。并出现大量绿帘-绿泥石化、碳酸盐化等蚀变现象,石榴辉石岩蚀变为由阳起石、透辉石或普通角闪石、透闪石组成的纤闪石岩,绿泥石交代黄铁矿,榴辉岩中金红石则转变为钛铁矿、榍石,部分转变为锐钛矿、白钛矿并形成大量绿帘-榍石-石英脉和绿帘-绿泥石-板钛矿细脉(徐珏等,2006)。

7.2.4　折返晚期热穹隆抬升的超低压—低温阶段的热液活动

在折返最晚期,经历了 40Ma 折返时间,处于 600℃恒温的热穹窿已抬升近地表,此时压力、温度大大降低,热液沿有利的张性-张剪性构造破碎带充填,形成诸如绿泥石脉、碳酸盐脉、磁铁矿-黄铁矿-水晶脉、含毛发状金红石-水晶脉、及大量含稀土矿物-白钛矿-锆石-碳酸盐脉:如黄铁矿-磁铁矿-钠长石-钾长石-重晶石-氟碳钙饰矿-氟碳钇钙矿-含镁、铁碳酸盐脉、黑云母-钾长石-钠长石-氟碳钇钙矿-碳酸盐脉、绿帘-绿泥-褐帘石脉、绿帘石-黑云母-白云母-钾长石-磷灰石-磁铁矿-黄铁矿-氟碳钙铈矿-锆石-石英脉等。闻名于世的东海大型水晶矿就在此阶段生成,在利用石英流体包裹体法测定 Rb-Sr 等时线年龄的过程中还获得了 0.70880±0.00003 的 Sr 初始值,该初始值意味着封闭在石英中的流体起源于地幔。对小焦金红石榴辉岩中的石英脉样品用快中子活化法阶段升温测得$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为 211.70±2.43Ma,等时线年龄为 211.04Ma。对石英中流体包裹体获得 Rb-Sr 等时线法年龄为 208±4Ma(王登红等,2003),证明金红石榴辉岩中的石英脉是在印支期结晶的,并进而推测榴辉岩中及其榴辉岩与片麻岩接触破碎带中的水晶矿脉也是在印支期形成的,而且应该是在退变质作用趋于结束的阶段,整个构造环境稳定下来才可能有完美的水晶晶体出现,否则将被构造作用破坏。

此阶段出现大量绿帘-绿泥石化、碳酸盐化等蚀变现象,石榴辉石岩蚀变为由阳起石、透辉石或普通角闪石、透闪石组成的纤闪石岩,绿泥石交代黄铁矿,金红石则部分转变为锐钛矿、白钛矿并形成大量绿帘-榍石-石英脉和绿帘-绿泥石-板钛矿细脉。

7.3　榴辉岩型金红石矿床的成因及其成矿模式

根据对 CCSD 钻孔岩芯的编录和金红石成矿过程的研究,可以得到以下基本认识:①金红石矿化主要出现在榴辉岩中,其中具有工业价值的金红石-钛铁矿矿床在主孔 3600m 之上范围内累积视厚度达 1426m,共 22 层.主要集中在 2000m 以上,地表金红石榴辉岩矿体可露天开采;②金红石矿床是在超高

压变质阶段形成;金红石在超高压动力挤压作用中经历变形、重结晶和再富集;③金红石矿床在折返减压的退变质过程中,金红石活化迁移、粒度变大、颗粒减少,并发生钛矿物相转变,部分金红石被钛铁矿取代,榍石又取代钛铁矿;④在晚期热液蚀变中,还出现锐钛矿、板钛矿、白钛矿。金红石矿层在退变过程中总体显示有工业意义的钛矿物量减少,金红石矿层质量变差。因此,CCSD-1 孔中观察到的金红石矿层是与超高压岩石同时生成的,也是随着岩片的折返、减压而一起退变、蚀变并同步演化发展的;⑤金红石的铅同位素记录可能反映岩片经历了两次俯冲与折返(Wang et al., 2005;陈振宇等,2006),整个成矿过程是复杂的。

尽管如此,金红石矿床的形成需要 Ti 的富集,而 Ti 由后期热液提供的可能性比较小,变质过程从副变质岩中提供的可能性也不大(原始沉积岩中 Ti 的含量一般很低)。因此,对于金红石成矿作用来说,成矿物质的继承性来源显得最为重要。可以设想,如果原始岩石就富集 Ti,则其在以后的变质过程中 Ti 可以得到进一步的富集(相对于其他元素而言,其活动性要小得多)。而原始岩石中,除了含钒钛磁铁矿的基性岩浆岩以外,地幔柱成因的玄武岩是最有利的成矿母岩。

大陆裂谷玄武岩以富 Ti 为特点,其中地幔柱成因的玄武岩不但 Ti 含量高,而且规模巨大,最适合于经过变质作用形成金红石矿床。根据 Ti 和 V 的含量,Anderson(1981)总结了区分不同类型玄武岩的 Ti-V 图解,该图解充分显示了地幔柱成因洋岛玄武岩和大陆溢流玄武岩相对于其他构造环境中形成的玄武岩具有最高的 Ti 含量。前人研究江苏东海(程振香,1990)、湖北大阜山(刘源骏,1996)、豫陕交界的八庙-青山(徐少康,1999)及秦岭造山带其他金红石矿床,得到的共同认识是富 Ti 源岩控制了成矿。

苏鲁—大别超高压变质带东部的苏北—鲁东南地区,不但出现了大量的金红石矿床,而且出现了众多的磷灰石矿床。这二者之间是否具有成因联系?许志琴等(2006)等最近提出南苏鲁临沭—连云港地区高压—超高压变质岩石的原岩形成于大陆玄武质岩石、辉长岩、表壳岩和花岗岩组成的被动大陆边缘拉伸构造环境,为罗迪尼亚超大陆形成后的新元古代(780～700Ma)裂解事件的响应。而北苏鲁青岛—威海超高压变质地区的花岗片麻岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年表明,变质基底年龄是 2400Ma,并经历 1800～1700Ma 和 200Ma 的变质事件,表明苏鲁高压—超高压变质地体由 2 个不同时代变质基底组成。北苏鲁的变质基底属于北中国板块胶辽朝地块的一部分,形成时代比南苏鲁基底老的多,在其界线一带用含柯石英的透辉石石英岩锆石 SHRIMP U-Pb 精确定年超高压峰期变质年龄为 234.1±4.2Ma,退变质年龄为 218.2±1.5Ma。从而可认为整条苏鲁超高压变质带基底曾经历长期、多次的古大陆裂解、拼合及碰撞俯冲的变质事件,包括元古宙大陆裂解,有力支持了古老地幔柱的活动,元古宙的地幔柱成因火山岩(高 Ti 且富 P),经过地表的风化发生分异,部分 P 在远离源区的沉积岩中聚集(另外一部分磷可能直接来自于地幔柱火山喷发过程中的喷气作用),Ti 和部分 P 则在近源区沉积岩或沉积物中聚集;含 Ti 和 P 的沉积岩可能随(晋宁期或加里东期)板块俯冲而下插到地幔和下地壳的深度遭受第一次超高压变质,以后折返,在印支期又发生第二次的俯冲与折返。因此,东海 CCSD 超深钻中的榴辉岩具有明显的高 Ti 高 P 的特点,该特点是与世界上现代地幔柱成因岩浆岩一致的。

但是,中国不同地区金红石矿床的成矿构造背景及其所经历的变质过程是不同的,江苏东海、湖北大阜山及豫陕交界八庙—青山等地的金红石矿床分布在不同的区域,大阜山没有高原玄武岩的反映,而东海和八庙—青山均跨越高原玄武岩和裂谷玄武岩两个不同类型玄武岩的界线,反映了不同矿床之间各具特点,这种变化既有原岩的不同(TiO_2/P_2O_5 比值),又有后期构造演化的不同($K_2O/(Na_2O+K_2O)$比值)。

利用微量元素进行分析,在 Zr-Ti 图解中可以明显看出,几乎所有的东海榴辉岩均落在板内玄武岩的范围(图 5),这有助于证明形成东海地区的榴辉岩可能是从板内玄武岩变质而成的,而这种板内玄武岩最大的可能就是地幔柱的产物(王登红,1998)。

8 结论

在中国大陆科学钻探工程 5158m 主孔岩芯中,岩石类型主要有六种:榴辉岩类,榴辉岩质片麻岩,石榴单辉橄榄岩,二长片麻岩和长英质片麻岩,纤闪石化辉石岩,碎裂岩和糜棱岩类。钛矿化主要集中在 0～2038m 的第一岩性段,主要含矿岩石是普通金红石榴辉岩,石英金红石榴辉岩,金红石/钛铁矿

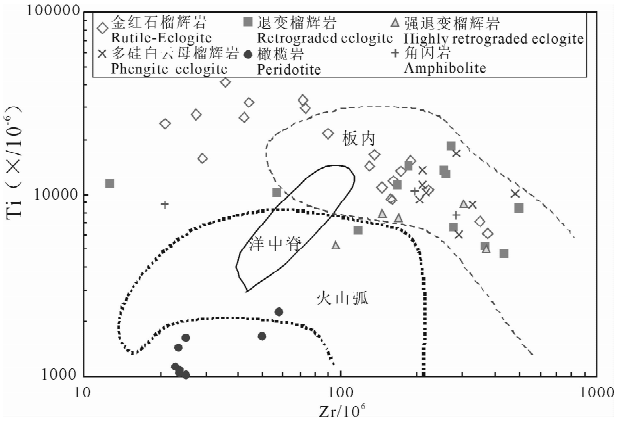

图 5　CCSD 超深钻中不同样品的 Zr-Ti 图解
(仿 Pearce,1982)

Fig. 5　Zr-Ti diagram of specimen from CCSD main hole (after Pearce, 1982)

石榴辉石岩。主要有经济价值的含钛相是金红石,其次是钛磁铁矿,粒度一般在 0.1～0.5mm 之间,矿石类型可分为 13 类。

不同类型榴辉岩中的金红石具有不同的微量元素特征,榴辉岩中的金红石与花岗质岩石中的金红石也具有明显不同的化学成分;金红石的微量元素特征显示榴辉岩原岩均为镁铁质岩,金红石中的 Zr 含量由于不同程度地受到角闪岩相退变质过程中再平衡作用的影响,致使计算的温度普遍低于峰期变质温度。

不同类型的榴辉岩 TiO_2 含量明显不同,退变榴辉岩的 TiO_2 含量普遍较低。各类样品 SiO_2 与 TiO_2 之间属于负相关关系,而 TiO_2 含量与 CaO、FeO 和 Fe_2O_3 等具有正相关性。元素的相关性分析认为金红石矿化应该在退变质作用之前就已发生。

岩石矿物学证据表明金红石矿床经历了超高压变质作用,而且金红石在不同的变质阶段赋存形式和状态有所不同。富 Ti 的原岩应该是榴辉岩型金红石矿必需的物质基础,根据榴辉岩的岩石化学特点和原岩时代,认为高 Ti 富 P 的地幔柱成因火成岩是最有可能的成矿母岩。

致谢:感谢许志琴院士、杨经绥研究员、张泽明研究员、刘福来研究员等人在业务工作中给予的指导和帮助,感谢孙立文、黄尧、陈磊、陈世忠、蔡慈等人在 CCSD 现场工作中的帮助。

参　考　文　献

陈振宇,王登红,陈毓川等,2006,榴辉岩中金红石的矿物地球化学研究及其意义.地球科学,31(4):533～538.

程振香. 江苏东海榴辉岩型金红石矿床基本特征.矿床地质,1990,9(1):.

李曙光. 2004. 大别山超高压变质岩折返机制与华北～华南陆块碰撞过程.地学前缘,11(3):63～70.

刘福来,张泽明,许志琴,2003. 苏鲁地体超高压矿物的三维空间分布. 地质学报,77,69～84.

刘福来,许志琴,杨经绥,张泽明,薛怀明,李天福. 2004. 中国大陆科学钻探工程主孔及周边地区花岗质片麻岩的地球化学性质和超高压变质作用标志识别. 岩石学报,20:9～26.

刘福来,许志琴,薛怀明,孟繁聪. 2005. 中国大陆科学钻探主孔 0～4500 米变质岩石锆石中保存的超高压矿物包体. 岩石学报,21(2): 277～292.

刘源骏. 1996. 再论金红石矿床在变质过程中的成矿机制. 湖北地质,10(1):26～37.

王登红. 1998. 地幔柱及其成矿作用。北京:地震出版社.

王登红,徐珏,陈毓川,等,2003. 苏北榴辉岩中水晶的形成时代及其对超高压变质岩折返的示踪意义. 地质学报,77(4): 544～548.

王汝成, 王硕, 邱检生, 倪培. 2005. CCSD 主孔揭示的东海超高压榴辉岩中的金红石:微量元素地球化学及其成矿意义. 岩石学报,21(2): 465～474.

徐珏,陈毓川,王登红,余金杰,李纯杰,傅旭杰,陈振宇. 2004. 中国大陆科学钻探主孔 100～2000m 超高压变质岩中的钛矿化.岩石学报,20(1):119～126.

徐珏,陈振宇,陈毓川, 等. 2006. 大陆科学钻探工程 CCSD 主孔中发现的大量流体交代脉体.地球科学,31(4):551～556.

徐少康. 1999. 八庙—青山金红石矿床地球化学特征. 矿产与地质,73(5): 293～298.

许志琴,张泽明,刘福来,杨经绥,唐哲民,陈旧_忠,柴耀楚,李天福,陈方远,2004.中国大陆科学钻探主孔 1200 米构造柱及变形构造初步解析. 岩石学报,20(1):53～72.

许志琴,杨经绥,张泽明, 等. 中国大陆科学钻探终孔及研究进展. 2005,32 (2) : 177～183.

许志琴,戚学祥,杨经绥, 等. 2006,苏鲁高压—超高压变质地体的陆—陆碰撞深俯冲剥蚀模式.地球科学,31(4):427～436.

游振东,索书田,钟增球, 等. 2000. 大别山超高压变质岩的退变质显微构造:折返过程的启示.地质学报,74(3):224～231.

游振东,钟增球,周汉文. 2001. 区域变质作用中的流体.地学前缘,8(3):157～164.

余金杰,徐珏,陈振宇,王登红,陈毓川,王平安,李晓峰. 2006. 中国大陆科学钻探工程主孔榴辉岩中金红石微量元素地球化学特征. 地质学报,80(12):1835～1841.

张木辰,赵喜民,李伟. 方城金红石矿带五间房矿床地质特征.河南地质,1993,11(2): 81～86.

张泽明,许志琴,刘福来, 等. 2002. 南苏鲁造山带根部的物质组成及变质作用. 地质通报,21: 609～616.

中国矿床发现史 综合卷编委会. 2001. 中国矿床发现史 综合卷. 北京:地质出版社, 1～801.

周高志,JG Liou,刘源骏, 等. 1996. 湖北北部高压—超高压变质带. 武汉:中国地质大学出版社.

Anderson D L. 1981. Hotspots, basalts and the evolution of the mantle. Science. 213, 76～82.

Cong B L, Zhang R Y, Liou, J G, Ye K, Wang Q C, 1996. Metamorphic evolution of UHPM rocks. In: Cong, B. L., (Eds.), Ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dobieshan-Sulu region of China. Science Press, Beijing, China, pp. 128～160.

Force E R. 1991. Geology of titanium mineral deposits. Geological Society of America Special Paper, 259:3～14.

Liou JG, Hacker BR and Zhang RY. 2000. Into the Forbidden Zone. Reprint Series18 February vol. 287, 1215～1216.

Liu F L, Xu Z Q, Katayama I, Yang J S, Maruyama S, Liou J G. 2001. Mineral inclusions in zircons of pare-and orthogneiss from

pre-pilot drillhole CCSD-PP1, Chinese Continental Scientific Drilling Project. Lithos, 59:199～215.

Liu F L, XuZ Q. Liou, J. G., Katayama, I., Masago, H., MaruyamaS., and YangJ S,2002. Uitrahigh - pressure mineral inclusions in zircons from gneissic core samples of the Chinese Continental Scientific Drilling Site in eastern China. European Journal of Mineralogy,14: 499～512.

Pearce J A, 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe R S, ed. Andesites, P525～548.

Wallis S, Fnami M, Banno S, 1999. The Sulu UHP terrane: A review of the petrology and structural Geology. Int. Geol, Rev.,41,906～920.

Wang Denghong, Li Huaqin, Chen yuchuan, Xu Jue, Yu Jinjie, Che Zhenyu, and Wang Ping'an. 2005. Lead isotopic composition of rutiles from the Chinese continental scientific drill (CCSD) hole and its genetic significance for the superlarge rutile deposit in Maobei, Jiangsu Province. In Mao Jingwen and Frank P. Bierlein eds. Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Springer, 69～72.

Xu S T, Okay A I, Ji S, Sengor A M C, Su W, Liu Y C, Jiang L. 1992. Diamond from the DabieShan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting, Science, 265: 80～82.

You Z D, Han Y J, Yang W R, Zhang Z M, Wei B Z., Liu R, 1996. The high pressure and ultrahigh pressure metamorphic belt in the east Qinling and Dabie Mountains, China. Wuhan: China University of Geoscience Press, 150.

Zack T, Kronz A, Foley S, Rivers T. 2002. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. Chem. Geol. 184, 97～122.

Zack T, von Eynatten H, Kronz A. 2004a. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. Sediment Geol., 171: 37～58.

Zack T, Moraes R, Kronz A. 2004b. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer, Contr. Min. Petrol., 148: 471～488.

Zhang R Y, Hirima T, Banno S, Cong B L, Liou J G. 1995. Petrology of ultrahigh-pressure rocks from the southern Su-Lu region, eastern China. Journal of Metamorphic Geology, 13, 659～675.

Zhang Z M, Xu Z Q, Xu H F. 2000. Petrology of ultrahigh-pressure eclogues from the ZK703 drillhole in the Donghai, eastern China. Lithos, 52: 35～50.

Titanium Mineralization of the Ultrahigh～Pressure Metamorphic Rock: Based on the Chinese Continental Scientific Drilling 5158 m Main Hole

XU Jue[1)], WANG Denghong[1)], CHEN Yuchuan[2)], CHEN Zhenyu[1)], YU Jinjie[1)], FU Xujie[1)], WANG Ping'an[3)], LI Xiaofeng[1)], LI Chunjie[1)]

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Science, Beijing*, 100037; 2) *Chinese Academy of Geological Science, Beijing*, 100037; 3) *Development and Research Center of China Geological Survey, Beijing*, 100083

Abstract

Titannium mineralization was studied during the investigation on more than 5158 m of the drill core rocks from the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD), it is found that the most important economic titanium mineral is rutile and then followed by titanomagnetite. The major titanium-bearing rocks are: common rutile eclogite , quartz rutile eclogite, and rutile/ V-Ti-magnetite eclogite; while phengite rutile eclogite, kyanite rutile eclogite and rutile biotite epidote uralitic rock (retrograded garnet pyroxenite) are the minor ore-bearing rocks. Based on the mineralization degree and rock assemblages, the lithology can be divided into three sections as follows: ① 0～2038m: the major occurrences for various kinds of eclogites with the most intensive titanium mineralization and largest in eclogite thickness of the main hole ; ② 2038～3597m: the thin-bedded, poorly mineralized section of the hole, with a sporadic distribution, contains 13 of retrograded and highly retrograded eclogites with thicknesses ranging from 4 to 37 meters. Main country rocks are sphene, ilmenite, titano magnetite, biotite- amphibole-felsic-gneiss, and titanomagnetite-bearing monzonitic gneiss, with well-developed shear zones composed of both mylonites and cataclasite breccia belts within them various sized druse and veinlets of quartz and calcite are common; ③ 3597 to the end of the hole: composed mainly of variously-mylonitized titano-magneitite-bearing biotite amphibole felsic gneiss and mylonitized amphibole biotite monzonitic gneiss intercalated with amphibole biotite schists, without eclogite below 3597 m. However, a great amount of veinlets containing REE minerals were found between 3577 an 5140 m of the hole. Six types of rocks including eclogite and 13 type of ores were recognized, this study mainly focuses on the mineralogy of the titanium minerals, the trace element of rutile, the geochemistry characteristics of rutile mineralization and evolution of titanium mineral in every stages. It is suggested that ultra-pressure metamorphic minerals and titanium originated from the mantle plume resulting from the Neoprotorozoic Rodinia supercontinent breakup event.

Key words: CCSD; rutile; titanomagnetite; eclogite; Ultrahigh-Pressure metamorphism; mantle plume