

国外  
资料

# 挪威中部双峰态火山岩系 地质、地球化学特征及其成因

孙海田

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京 100037)

F. M. Vokes

A. Reinsbakken

(Department of Geology and Mineral  
Resources Engineering, NTH,  
Trondheim, Norway)

(Grong Gruber A/S, Limigen, Norway)

**主题词** 加里东 双峰态 火山岩系

**提要** 挪威中部 Gjersvik 地区加里东造山带由一系列地体组成。Gjersvik 地体内的火山岩系具有明显的双峰态特征, 主要由深色和浅色拉斑玄武质绿岩以及石英角闪质火山碎屑岩组成。火山活动分为三个阶段, 各阶段火山活动特征与裂谷构造演化息息相关。地质和地球化学证据表明, 裂谷演化早期形成来源于亏损地幔未分异型拉斑玄武岩, 中期形成由玄武岩或辉长岩局部重熔产生的长英质火山岩, 晚期则形成来源于更深部的富集地幔分异型拉斑玄武岩。Gjersvik 地体内已发现一系列的与火山活动有关、空间上与长英质火山碎屑岩紧密共生的块状硫化物矿床。

## 1 区域地质背景

斯勘的纳维亚加里东造山带位于斯勘的纳维亚半岛西缘, 从挪威西南部的 Regaland 向北延伸至 Trøms, 长约2000km。造山带在早古生代经历了一个完整的“威尔逊造山旋迴”<sup>[1]</sup>。继文德期 (Vendian, 约700 万年以前) 芬诺斯勘的纳维亚 (Fennoscandian) 古陆准平原化海侵作用之后, 地壳张裂作用使大陆裂开形成古大洋壳, 延续至晚志留纪大洋重新闭合并产生大陆碰撞导致造山运动, 结果造成加里东造山带主要由一系列构造侵位的外来地体构成的构造格局。外来地体彼此之间明显以逆断层接触, 各地体主要由下古生代变质和变形程度不同的火山岩和沉积岩组成。

Gjersvik 火山弧位于造山带中部 Gjersvik 推覆体内。由于加里东造山运动, 推覆体经受了绿片岩相区域变质作用及强烈变形作用, 褶皱和断裂系统极为发育。其东部超伏于 Leipik 推覆体之上, 西部与 Helgeland 推覆体呈构造接触, 各推覆体之间被逆断层分开。Gjersvik 推覆体被分为 Limigen 和 Gjersvik 两个组<sup>[2]</sup>, 前者分布在东部, 主要为浅变质砾岩和类复理

本文于1992年7月收到, 1993年4月改回。

石建造，后者分布在西部，由变火山岩和共生的侵入岩组成(图 1)。地质调查表明，Limigen 组底砾岩中许多砾石组分来自 Gjersvik 组火成杂岩，证明 Limigen 组正常沉积地层层序晚

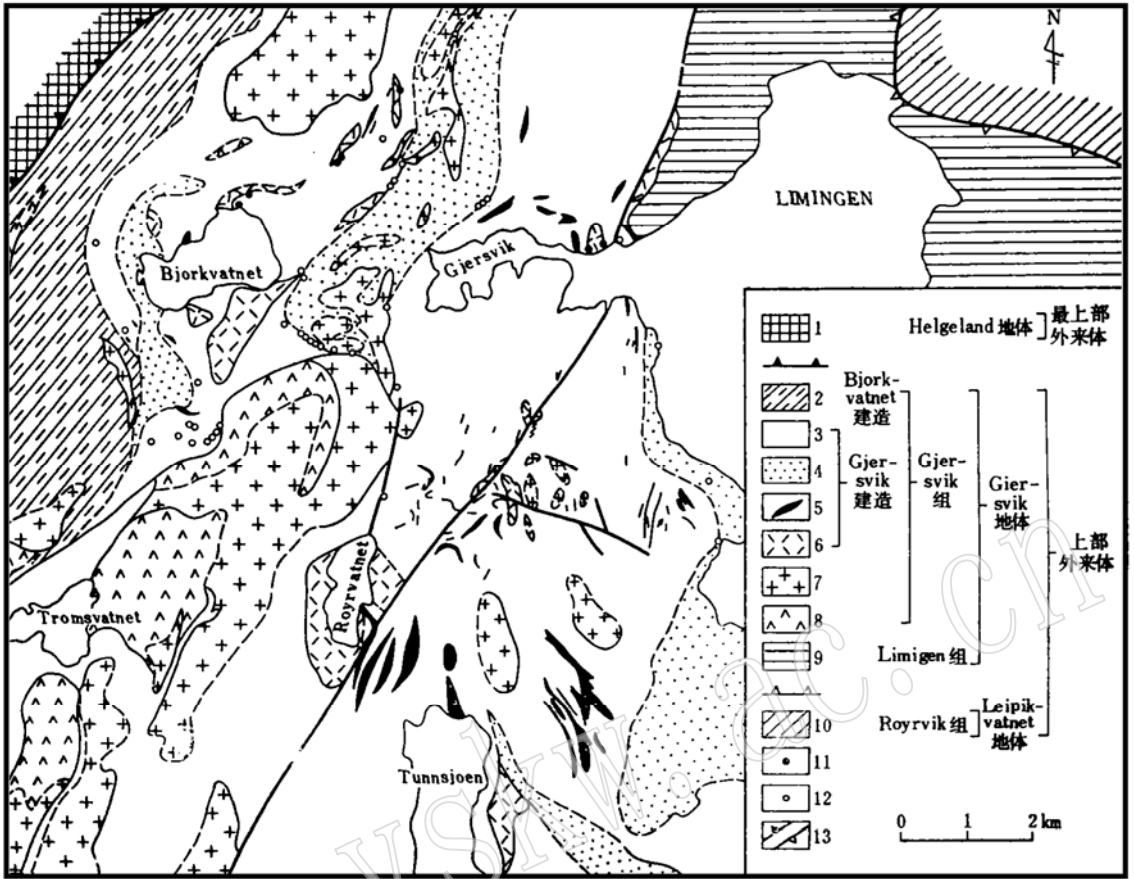


图 1 Gjersvik 地区地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of Gjersvik area

1—高级变质沉积岩；2—条带状角闪岩；3—深色绿岩；4—浅色绿岩；5—变长英质岩墙或岩席；6—石英角斑质碎屑杂岩；7—奥长花岗岩；8—辉长岩；9—浅变质沉积岩；10—变拉斑玄武岩和含炭泥质板岩；11—块状硫化物矿化；12—富铁矿磁石；13—局部冲断层

于 Gjersvik 组火成岩系<sup>[2]</sup>。

基于 1:5 万及 1:2 万地质填图工作，Gjersvik 组变火山岩地层被进一步分为两个建造及若干地层单元。Bjorkvatnet 建造位于西部，直接被 Helgeland 推覆体超复，主要由角闪绿片岩相的角闪岩及阳起石岩组成，并伴生辉长岩—闪长岩侵入杂岩。岩石化学特征显示，角闪岩和阳起石岩具有大洋中脊拉斑玄武岩特点，代表残留的洋壳，构成 Gjersvik 火山弧形成时的洋壳基底<sup>[3]</sup>。Gjersvik 建造位于东部，构成 Gjersvik 组火山岩系的主体，亦被称为 Gjersvik 火山弧。其主要由一套变火山岩系及相应成分的侵入杂岩组成。变火山岩地层被进一步分为三个单元，由下到上依次为：深色绿岩、石英角斑质碎屑岩及浅色绿岩。这一划分主要基于：(1)三个地层单元各具规模，彼此之间具有明显的接触界线 and 一系列可分的地质及地球化学标志；(2)与石英角斑质碎屑岩有关，形成一系列块状硫化物矿化及化学

沉积岩。前者一般紧密地与石英角斑质碎屑岩伴生,后者往往呈薄层状、透镜状沿同一层位整合地产生在火山地层内。它们产生在深色枕状绿岩层内,或深色与浅色绿岩层之间,成为十分有用的地层层序标志;(3)石英角斑质碎屑岩产生在深色及浅色绿岩之间,或深色绿岩地层层序内,但几乎不与浅色绿岩伴生。这种关系表明,其形成于深色绿岩之后浅色绿岩之前,代表着发生在两个不同阶段玄武质岩浆作用之间的酸性岩浆活动。

## 2 岩石类型及特征

Gjersvik 火山弧由变火山岩及相应成分的侵入杂岩组成。变火山岩主要为基性和酸性端员组分,  $\text{SiO}_2$  含量变化于 44%—56% 及 68%—78% 两个域,经绿片岩相变质作用分别形成绿岩和变长英质火山岩。绿岩主要由绿泥石、绿帘石及钠长石组成,因其地表露头及手标本呈绿色而得名,具块状及片状构造,广泛出现海底火山作用形成的枕状、气孔、杏仁及角砾状构造,表明原岩是海底环境形成的枕状熔岩、熔岩流、碎屑岩及凝灰岩。变长英质火山岩地表露头具白色至灰色,主要由石英、钠长石及少量绿泥石、绿帘石组成,其规模一般较小,但广泛散布在基性火山岩系之内,主要呈块状及碎屑状构造。出露规模相对大者,一般火山碎屑构造明显,火山角砾呈棱角状分布在火山岩内,大小一般在几至 20 cm,表明其原岩为火山角砾岩、碎屑岩及凝灰岩;规模小者地表出露一般在几十米,主要为致密块状,与围岩呈明显侵入接触关系,可能代表次火山岩相。这些基性和长英质火山岩均以富钠、贫钾为特点,一方面钠长石构成最主要造岩矿物,另一方面岩石化学特征表明,绿岩  $\text{Na}_2\text{O}$  变化于 4%—6%、 $\text{K}_2\text{O}$  为 0.02%—0.5%,长英质火山碎屑岩  $\text{Na}_2\text{O}$  为 5.5%—7%、 $\text{K}_2\text{O}$  为 0.1%—0.9%。它们在 Hughes (1972) 火成岩分类图解上的投影主要落在正常火山岩域以外,集中分布在富钠细碧角斑岩系范畴。因此,基性和长英质火山岩分别被定名为细碧岩及石英角斑岩。辉长岩和花岗质岩石构成区域主要侵入岩类,后者为主体,二者经常紧密共生形成侵入杂岩。花岗质侵入岩主要由钠(奥)长石、少量石英及微量绢云母、绿泥石组成。化学成分特点  $\text{SiO}_2$  变化于 72%—75%、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  12.8%—14.8%、 $\text{CaO}$  0.6%—3%、 $\text{Na}_2\text{O}$  3.4%—6.9%、 $\text{K}_2\text{O}$  0.3%—2.2%、 $\text{FeO} + \text{MgO}$  1.6%—4.2% 及  $\text{FeO}:\text{MgO}$  比值变化于 5—8 之间。这种矿物组合和化学成分特征与 Goldschmidt (1916) 基于矿物组合及 Baker (1979) 根据化学成分对奥长花岗岩的定义是非常一致的。并且,它们在 O'Connor (1965)  $\text{An}-\text{Ab}-\text{Or}$  分类图解上的投影主要落在奥长花岗岩域。因此,本区花岗质侵入岩属奥长花岗岩。

细碧质绿岩因其颜色被进一步分为深色及浅色绿岩。深色绿岩呈暗绿色,主要为块状和片状构造,细粒结构,偶见斑晶,富铁并具磁性。枕状和杏仁状构造在该层位极为发育。枕状体一般呈椭圆状、拉长椭圆状及不规则状,有时紧密堆积形成枕状构造层。当枕状构造变形不强时,其形态和分布成为重要的地层层序标志。枕状体大小一般在 0.5—2 m,经常伴有约 2 cm 宽的明显冷凝边。冷凝边主要由绿帘石组成,其中经常广泛发育黄铁矿化,成为同时期矿化作用的远程指示物。某些枕状体完全被绿帘石充填,在枕状构造发育层位,常伴生杏仁及角砾状构造。杏仁体均被片理环绕,表明其形成于区域变形作用以前。Reed (1983) 研究表明,在绿片岩相火山岩中广泛出现的绿帘石是玄武岩喷发到海底后,由热液循环系统携带的海水发生岩—水反应的产物。深色绿岩主要由绿泥石和钠长石组成,其次为绿帘石及少量

硬绿泥石、黑云母、绢云母、石英和碳酸盐矿物, 磁铁矿和黄铁矿是最常见的副矿物。在变质程度低的枕状体内, 有时可见到原生玄武岩体保留下来的间粒结构。岩石以相对富铁、钛、贫镁为特点, 在微量元素特征上亦有其独具的特性。浅色绿岩呈浅绿色, 块状和片状构造, 细粒结构、枕状构造不发育。其主要矿物组合与深色绿岩相似, 但相对富含碳酸盐矿物, 不含黑云母和硬绿泥石, 但阳起石经常出现。浅色绿岩相对富镁、贫铁和钛, 微量元素特征与深色绿岩明显不同。

石英角斑岩以规模小和形态不规则为特征, 一般在几十至几百米, 与石英角斑质火山活动有关, 形成一系列块状贱金属硫化物矿床和热液喷溢化学沉积岩。这些块状硫化物与石英角斑质碎屑岩空间上紧密共生, 矿体产在石英角斑质碎屑岩与绿岩接触界面上, 但在石英角斑质碎屑岩内常有脉状网脉状矿化, 并伴生较强烈热液蚀变, 这种部位被认为是形成块状硫化物矿床的热液流动通道, 亦被称为块状矿体的补给带。热液化学沉积岩与块状硫化物位于同一层位, 主要由燧石层、磁铁矿+黄铁矿+燧石条带组成, 它们整合地产在火山地层内, 与长英质火山热液活动有关, 在远离火山喷口一定距离的盆地内形成。

奥长花岗岩广泛地与深色绿岩伴生。由于穿刺构造影响, 奥长花岗岩与绿岩之间一般呈构造接触关系。本区最大的奥长花岗岩出露面积约  $10 \text{ km}^2$ , 一般小于  $1 \text{ km}^2$ 。相对大的奥长花岗岩基岩石具全晶质粗粒结构, 小岩体具似斑状结构。它们的矿物组合, 岩石化学成分与石英角斑岩极为相似, 某些微量元素变化呈现明显的相关性, 区别仅在后者为隐晶质或少斑状结构。这种空间上的共生性和成分上的相似性表明二者很可能分别属于同岩浆源的深成、浅成侵入体及地表喷发物。

### 3 岩浆系列

现代火山活动及火山岩石学研究表明, 不同岩浆系列火山活动往往出现在特定地质构造背景或岛弧发展不同阶段<sup>[4]</sup>。Gjersvik 火山弧变基性火山岩  $\text{SiO}_2$ — $\text{K}_2\text{O}$  关系表明属次碱性和低钾次碱性火山岩系。次碱性火山岩系被进一步分为拉斑玄武岩系与钙碱性岩系, 二者区别之一是  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量不同。钙碱性玄武岩  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量变化于  $16\%—20\%$ , 而拉斑玄武岩  $\text{Al}_2\text{O}_3$   $12\%—16\%$ 。本区绿岩  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量一般小于  $16\%$ , 主要变化于  $13.5\%—16.5\%$  的范围, 在  $\text{Al}_2\text{O}_3$  与铝质指数变异图解上的投影范围主要落在拉斑玄武岩系域。两种玄武岩的另一个重要区别是铁富集与亏损趋势的不同。在 FMA 图解上, 典型拉斑玄武岩的趋势大致与 M—F 边的连线平行, 而钙碱性玄武岩则趋于与 M—F 边垂直, 绿岩具有与 M—F 边平行的拉斑玄武岩变化趋势。此外, 绿岩中  $\text{TiO}_2$  含量与  $\text{FeO}/\text{MgO}$  比值的函数关系表明, 随  $\text{TiO}_2$  含量增加  $\text{FeO}/\text{MgO}$  比值亦增加, 显示与拉斑玄武岩变化趋势一致。因此, 组成 Gjersvik 火山弧的岩浆系列属于拉斑玄武岩系。由于绿岩构成火山弧主体, 约占全部火山岩的三分之二左右, 所以 Gjersvik 火山弧主要由拉斑玄武岩构成。现代火山活动及火山岩系与地质构造背景关系的研究结果表明, 未成熟岛弧主要由拉斑玄武岩系构成, 而钙碱性岩浆系列是成熟岛弧和活动大陆边缘岩浆活动的主要标志<sup>[4]</sup>。

与绿岩伴生的长英质侵入岩在 K—Na—Ca 图解上呈奥长花岗岩浆系列趋势, 明显不同于钙碱性岩浆系列。正常钙碱性系列的岩浆几乎全部限定在俯冲板块构造背景 (Wilson,

1989), 但奥长花岗岩及同成因的低硅、富镁铁质岩石不仅构成太古代片麻岩的主要成分, 而且广泛分布在大洋—大陆及大洋—大洋型聚敛板块构造环境, 并成为与蛇绿岩套经常伴生的岩石类型<sup>[5]</sup>。火山岩和侵入岩的岩石类型及二者共生组合关系, 表明 Gjersvik 火山弧不可能形成于大洋中脊, 亦不可能形成于成熟岛弧或大陆边缘构造环境。

## 4 岩石化学

Gjersvik 火山弧具有十分典型的双峰态成分特征。火山岩主要为基性和酸性组分,  $\text{SiO}_2$  含量变化于 44%—56% 和 68%—78% 两个域, 并且分别集中分布在 50%—52% 和 72%—76% 更窄区间, 明显缺失中性岩成分。与此相应, 侵入杂岩亦显示出同样的岩石化学成分特征(图 2)<sup>①</sup>。世界范围内的研究表明, 挤压性和张性(裂谷)构造环境往往导致两种截然不同的岩浆作用。

在造山带挤压构造环境, 岩浆活动主要为钙碱性系列并形成安山岩、高铝玄武岩和英安岩等火山岩类型, 同时在岩基带形成石英二长岩、花岗闪长岩、石英闪长岩及少量花岗岩、闪长岩和辉长岩等共生侵入岩。而在张性构造环境, 岩浆活动往往以明显的双峰态为特征, 主要形成玄武质及流纹质岩石, 明显缺失安山质岩石<sup>[6]</sup>。

深色和浅色绿岩在岩石化学成分上区别明显。深色绿岩相对富铁、钛、贫镁及低铬、镍,  $\text{FeO}$  含量高于 13%,  $\text{TiO}_2$  高于 1.2%, 但  $\text{MgO}$  低于 6%,  $\text{Cr}$  和  $\text{Ni}$  一般低于 50 (ppm); 浅色绿岩则相对富镁, 低铁、钛及高铬、镍,  $\text{FeO}$  含量低于 12%,  $\text{TiO}_2$  低于 1.2%,  $\text{MgO}$  高于 6%,  $\text{Cr}$  一般高于 130 (ppm),  $\text{Ni}$  高于 65 (ppm) (图 3)。 $\text{Cr}$  和  $\text{Ni}$  在浅色绿岩中的平均含量大约是深色绿岩的 8 倍。由于  $\text{Cr}$ 、 $\text{Ni}$  在纯橄榄岩中是相容元素, 在局部重熔和结晶分异作用期间,  $\text{Ni}$  和  $\text{Cr}$  择优进入纯橄榄岩, 而  $\text{Sc}$ 、 $\text{Ti}$ 、 $\text{V}$  进入含辉石、榍石和石榴石的岩石。这些微量元素的含量在失去玄武岩浆的地幔中将增加。因此,

具有高铬、镍含量[例如  $\text{Ni}=250-300$  (ppm);  $\text{Cr}=500-600$  (ppm)] 的拉斑玄武岩, 主要是纯橄榄岩地幔衍生形成的母岩浆。再者幔源包体研究表明, 它们可分为两大类: 一类富镁且具有较高的  $\text{Cr}$  含量; 另一类富  $\text{Fe}$ 、具有较高的  $\text{Ti}$  含量<sup>[7]</sup>。因此, 二种绿岩在化学

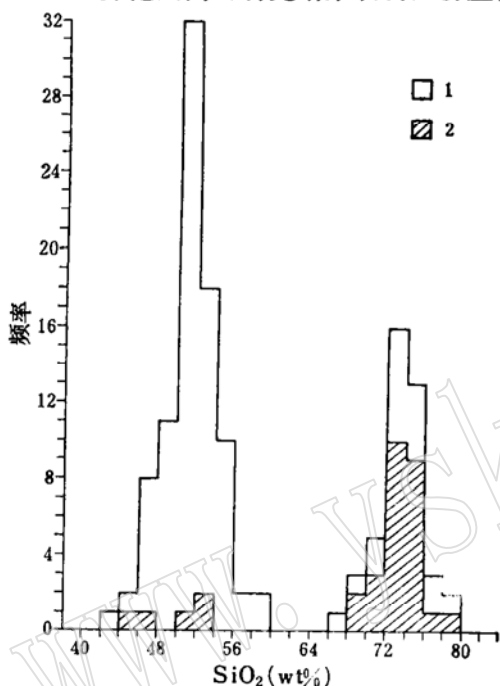


图 2 Gjersvik 建造变侵入岩和变喷出岩  $\text{SiO}_2$  含量频率范围 (总计 129 个岩石化学数据, 其中 56 个引自 Lutro, 1979)

Fig. 2 Frequency ranges of  $\text{SiO}_2$  in meta-intrusive rocks and metaeruptive rocks of the Gjersvik formation

1—变喷出岩; 2—变侵入岩

① 岩石中主、微量元素分析用化学及 XRF 方法由挪威工业大学地质系实验室分析 (1991)。

成分上的差异表明二者可能来源不同。

深色和浅色绿岩不仅在某些元素丰度上存在差异,而且某些元素的地球化学行为亦不同。例如,随 MgO 含量的增加浅色绿岩中的 Cr 和 Ni 亦系统地增加,但深色绿岩中 Cr 和 Ni 含量基本不变(图 3)。业已证明, Cr 和 Ni 在大洋中脊玄武岩中的含量强烈地受橄榄石结晶作用控制。从原始玻璃质玄武岩到高度分异的玄武岩, Ni 含量从大于 300 (ppm) 下降到 25 (ppm), Cr 从 700 (ppm) 降到 100 (ppm), 并且这种含量的变化与 MgO 具有良好的相关性 (Wilson, 1989)。因此, 浅色绿岩起源于分异的拉斑玄武岩浆, 而深色绿岩则产生于未分异的拉斑玄武岩浆。

岩石化学成分是岩浆起源及其地质构造环境的指示剂。然而, 需要充分注意的是 主元素特征对来自地幔岩浆的构造背景不敏感, 并且后期地质事件, 如海底风化、热液活动、变

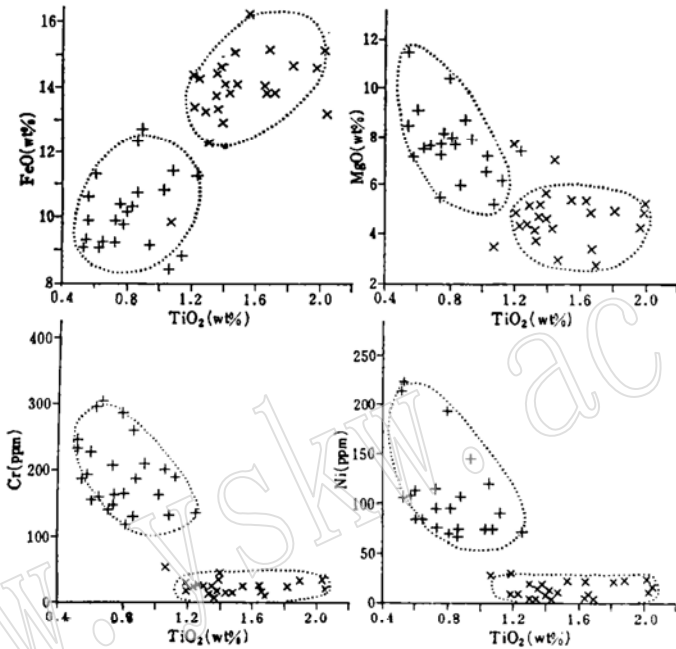


图 3 深色及浅色绿岩  $\text{TiO}_2$ 、FeO、MgO、Cr 和 Ni 含量及元素变异关系对比

Fig. 3 Comparison of  $\text{TiO}_2$ , FeO, MgO, Cr and Ni contents and variation relations of elements between dark greenstone and light greenstone

+—浅色绿岩; ×—深色绿岩

质作用等对岩石化学成分,特别是主元素往往产生重大影响。一些工作者的研究表明, Zr、Hf、Th、Ta、Ti、Cr、P 和 Y 在热液作用下属不活动组分 (Humphris and Thompson, 1978; Winchester and Floyd, 1976; Floyd and Winchester, 1975; Donato, 1991), 这些不活动微量元素在指示不同构造环境产生的岩浆活动方面是极为重要的。Gjersvik 火山弧绿岩中 Ti—Y、Y—Zr、Ti—Cr 之间具有明显的相关性。这种相关关系最可能显示它们代表原始岩浆成分特征, 可以用来判别岩浆起源及其产生的地质构造背景。Cr—Ni 及 Cr—Y 之间的关系表明, 深色和浅色绿岩分布于岛弧拉斑玄武岩域或落在岛弧与板块内部拉斑玄武岩过渡域, 而 Zr—Ti 之间关系表明绿岩具有洋底和低钾拉斑玄武岩性质, 截然不同

于钙碱性玄武岩。

与现代典型构造背景产生的拉斑玄武岩比较, 深色绿岩微量元素特征更接近于岛弧和弧后盆地拉斑玄武岩性质, 如 Ni、Cr、Zr 含量及 Ni/Co、Zr/Y 比值接近于岛弧拉斑玄武岩, Ti、Y 含量接近于弧后盆地拉斑玄武岩; 而浅色绿岩则更接近于大洋中脊拉斑玄武岩, 如 Zr、Y、Ni、Co 含量及 Ni/Co 比值与 E 型大洋中脊拉斑玄武岩相似, 而 Cr/Ni、Zr/Y 和 Ti/Zr 比值则与 N 型大洋中脊拉斑玄武岩相似 (表 1)。

表 1 深色和浅色绿岩中某些微量元素及其比值与典型构造环境拉斑玄武岩的对比

Table 1 Some minor elements and their ratios in dark and light greenstones in comparison with their values in tholeiite of the typical tectonic environment

|       | 浅色绿岩 | 深色绿岩 | N-型(1)<br>大洋中脊 | E-型(1)<br>大洋中脊 | 弧后(2)盆地 | 岛弧拉(3)斑<br>玄武岩 |
|-------|------|------|----------------|----------------|---------|----------------|
| Zr    | 40   | 48   | 80             | 75             | 130     | 22             |
| Ti    | 793  | 8940 | 9300           | 8060           | 8753    | 3000           |
| Y     | 18   | 32.5 | 29             | 22             | 30      | 12             |
| Ni    | 110  | 14.5 | 173(3)         | 124(3)         | 59(4)   | 14(5)          |
| Co    | 50   | 46   | 45(3)          | 51(3)          | 34(6)   | 33.5(7)        |
| Cr    | 180  | 21.5 | 403(3)         | 324(3)         | 58(4)   | 100(5)         |
| Cr/Ni | 1.65 | 1.48 | 2.33           | 2.61           | 4.34    | 7.14           |
| Ni/Co | 2.20 | 0.32 | 3.84           | 2.43           | 1.73    | 0.41           |
| Zr/Y  | 2.22 | 1.47 | 2.90           | 3.40           | 4.30    | 1.80           |
| Ti/Zr | 120  | 175  | 109.46         | 107.46         | 67.33   | 13.63          |

1—Sun (1980); 2—Hawkesworth et al. (1977); 3—Schilling et al. (1983); 4—Saunders & Tarney (1979); 5—Luff (1982); 6—Hawkins (1990); 7—Dixon, (1979)

## 5 火山弧形成构造环境及岩石成因探讨

基于上述地质事实, 提出 Gjersvik 火山弧构造演化及岩石成因模型 (图 4)。该模型讨论的基点在于, 在远离陆壳的洋底环境, 伴随洋壳内局部板块碰撞产生裂谷作用, 在裂谷系统发展的不同阶段伴随着一系列岩浆活动, 最终形成以拉斑玄武岩为主体的未成熟火山岛弧。模型的细节包括: (a) 由于洋底断裂系统的活动, 使洋壳形成叠瓦状构造, 从而开始了大洋壳内板块碰撞构造活动的最初阶段; (b) 被断裂系统分开的洋壳, 由于大洋板块运移速率或板块活动程度彼此间存在差异, 导致大洋一大洋板块的俯冲。洋壳俯冲插入地幔引起反向流动, 地幔上涌在板块上方引起热流上升导致地壳破裂, 初始裂谷系统开始出现在俯冲板块之上。伴随这一作用, 俯冲大洋岩石圈富含水等含氢流体在亏损型地幔源产生交代, 上部地幔局部重熔产生原始未分异的岛弧拉斑玄武岩岩浆。新喷发的拉斑玄武岩岩浆以相对高 Ti、Fe, 但低 Cr、Ni 和 Mg 为特征。裂谷岛弧拉斑玄武岩形成过程中, 原来深渊拉斑玄武岩的混入可能是一个重要因素; (c) 随着裂谷演化, 当俯冲作用开始衰退时, 拉斑玄武岩岩浆作用进入停歇阶段, 然而, 深部原始地幔的上涌继续产生高热异常, 连续性张裂构造作用在下地壳未分异拉斑玄武岩及辉长岩源产生局部重熔, 生成奥长花岗质岩浆系列, 其在海底侵入或喷发过程中, 分别形成奥长花岗岩及石英角斑碎屑岩; (d) 由于裂谷进一步向地幔深部发展, 使下部地

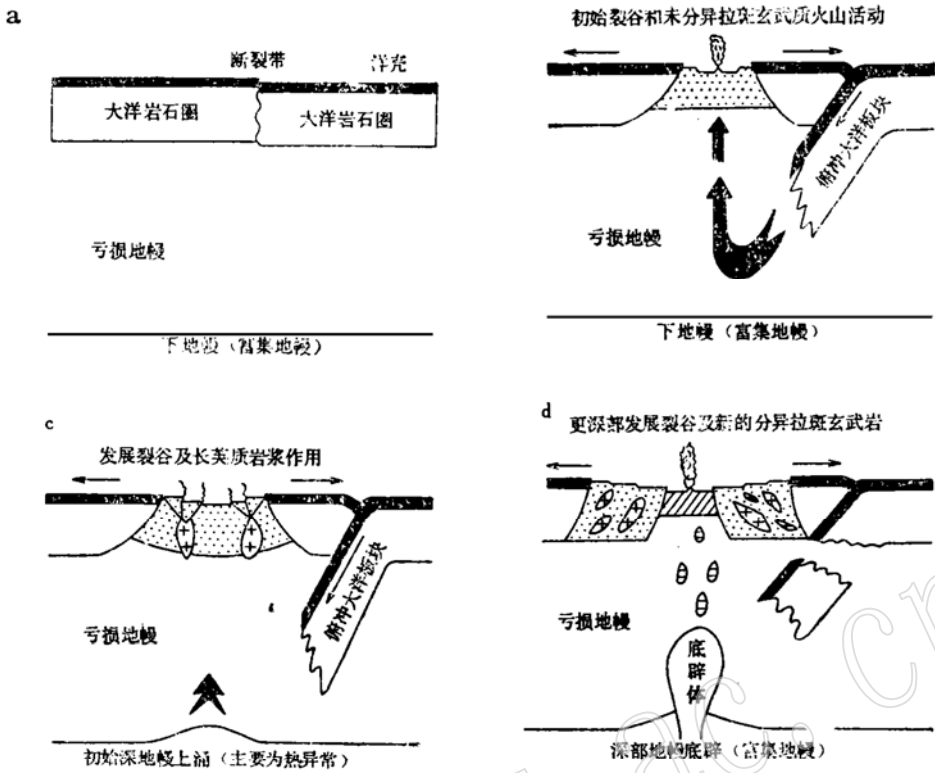


图 4 简化的 Gjersvik 洋内裂谷火山弧岩石成因及构造模型

Fig. 4 Simplified model showing petrogenesis and structure of the Gjersvik intraoceanic rift volcanic arc

幔底辟上涌，结果导致地幔再次局部重熔，形成富 Mg、Cr、Ni、贫 Ti、Fe 的新生拉斑玄武岩浆并形成新洋壳。新形成的拉斑玄武岩具有 E 型大洋中脊拉斑玄武岩特点，同时兼有 N 型大洋中脊、岛弧及弧后盆地拉斑玄武岩特征，表明新的拉斑玄武岩浆来自地幔更深部，与富集型地幔具有更多亲缘性。该阶段大洋板块俯冲变得不重要，但是深部地幔底辟及与原来已存在岛弧拉斑玄武岩的相互作用可能起更大作用。

参 考 文 献

- 1 Vokes F M. Latest proterozoic and phanerozoic metallogeny in Fennoscandia. Proceedings of the Seventh Quadrennial IAGOD Symposium, 1986.
- 2 Halls C, Reinsbakken A, Ferriday I, Haugen A and Rankin A. Geological setting of the Skorovas orebody within the allochthon stratigraphy of the Gjersvik nappe, central Norway. In: Volcanic Processes in Ore Genesis, Spec. Pap. No. 7, Inst. Min. Met. Geol. Soc. London, 1977, 128-151.
- 3 Reinsbakken A. Geology of the Skorovas Mines; a volcanogenic massive sulphide deposit in the central Norwegian Caledonides. Norges Geologiske Undersokelse(NGU), 1920, 360, 123-154.



- 4 Wilson M. Igneous petrogenesis, a global tectonic approach. Niwin Hywan. 1989.
- 5 Barker F. Trondhjemites, dacics, and related rocks. Developments in Petrology 6, Elsevier Scientific Publishing Company, 1979.
- 6 Hess P C. Origin of igneous rocks. Harvard University Press, 1989.
- 7 Martin R F and Piwinski A J. Magmatism and tectonic setting. Journal of Geophysical Research, 1972, 77(26): 4966—4975.

## Geology, Geochemistry and Genesis of the Bimodal Volcanic Series in Central Norway

Sun Haitian

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

F. M. Vokes

(Department of Geology and Mineral Resources Engineering, NTH, Trondheim, Norway)

A. Reinsbakken

(Grong Gruber A/S, Limigen, Norway)

**Key words:** Norway; Caledonian; bimodal pattern; volcanic series

### Abstract

The Caledonian orogenic belt in Gjersvik area of Central Norway is composed of a series of terranes, and the volcanic rocks in the Gjersvik terrane consisting mainly of dark and light-colored tholeiitic greenstone and quartz keratophyric pyroclastic rocks exhibit an obvious bimodal pattern. Volcanic activities can be divided into three stages which were closely associated with the evolution of rift structure. Undifferentiated tholeiite derived from the depleted mantle was formed at the early stage of rift evolution, felsic volcanic rocks from partial melting of basalt or gabbro were produced at the middle stage, and differential tholeiite derived from the deeper enriched mantle came into being at the late stage. A series of massive sulfide deposits have been found within the Gjersvik terrane, which were related to volcanic activities and are spatially in close association with felsic pyroclastic rocks. Studies show that the formation of these deposits was related to the submarine hydrothermal system accompanying the volcanic activity.