

内蒙古科右前旗哈图莫河西山 玄武安山岩岩石学研究

王 忠

(内蒙古区调二队)

主题词: 内蒙古; 哈图莫河西山; 玄武安山岩

提 要: 本文讨论的玄武安山岩是地幔岩经局部熔融形成的高铝玄武安山岩浆在低压环境下结晶演化而成的。氧逸度和挥发分的变化是形成气孔或杏仁状和致密块状玄武安山岩韵律的重要因素。在剖面上, 自下而上, 岩石的 SiO_2 、碱质、轻稀土含量增加; 铁质降低。单斜辉石斑晶的成分特征表明其结晶于低压环境。斜长石中 TiO_2 、 $\langle \text{FeO} \rangle$ 和辉石中 NiO 的含量均呈降低趋势。

一、地质特征

大兴安岭中南部地区晚侏罗世火山岩系十分发育, 自下而上分为满克头鄂博组, 玛尼吐组, 白音高老组和梅勒图组(表1)。本文所论述的玄武安山岩取自内蒙古兴安盟科右前旗哈

表 1 大兴安岭中南部晚侏罗世地层层序

Table 1 The Late Jurassic strata succession of Middle-South Daxinganling

| 群 | 亚群 | 组 | 代号 | 主要岩性 |
|------|-----|--------|-----------|-----------|
| 兴安岭群 | 上亚群 | 梅勒图组 | J_{ml} | 玄武安山岩、安山岩 |
| | 下亚群 | 白音高老组 | J_{3b} | 酸性火山岩 |
| | | 玛尼吐组 | J_{3mn} | 中性火山岩 |
| | | 满克头鄂博组 | J_{3m} | 酸性火山岩 |
| | | 新民组 | J_{2x} | 沉积岩夹火山岩 |

据内蒙古区调二队火山岩专题组资料, 1988年。

图莫河西山。其层位属于梅勒图组(J_{3ml}), 为晚侏罗世最晚期火山喷发产物。平面上呈不规则的椭圆形出露(图1), 东西长18km, 南北宽12km, 面积约100多平方公里。它与下伏地层——白音高老组呈角度不整合接触。岩性以玄武安山岩为主, 由老至新的层序为:

| 层(位)号 | 岩 性 | 厚度(m) |
|-------|------------|-------|
| | 未 见 顶 | |
| 12 | 玄武安山岩 | 44.4 |
| 11 | 玄武安山质岩屑凝灰岩 | 1.7 |

| | | |
|----|----------|------|
| 10 | 玄武安山岩 | 21.2 |
| 9 | 杏仁状玄武安山岩 | 2.2 |
| 8 | 玄武安山岩 | 10.5 |
| 7 | 杏仁状玄武安山岩 | 6.8 |
| 6 | 玄武安山岩 | 6.3 |
| 5 | 杏仁状玄武安山岩 | 21.7 |
| 4 | 玄武安山岩 | 42.1 |
| 3 | 杏仁状玄武安山岩 | 22.9 |
| 2 | 玄武安山岩 | 43.0 |

——不整合——
白音高老组(J₃b)

致密块状玄武安山岩与杏仁状玄武安山岩呈互层状产出，总厚度大于440.7m。根据岩石的构造特征，可以划分为五个韵律，自下而上厚度变薄。

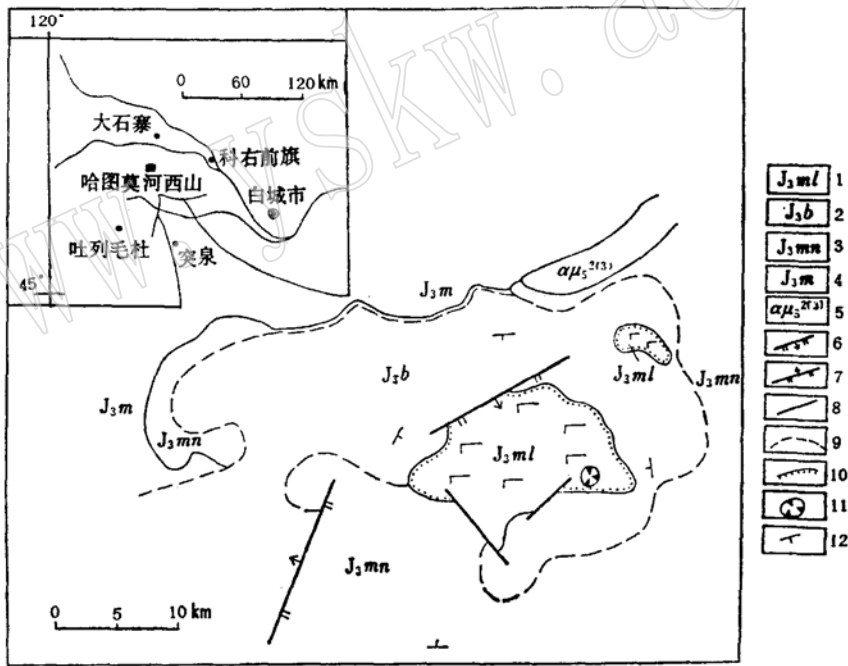


图 1 内蒙古科右前旗哈图莫河西山地地质略图

(据内蒙古区调队“大兴安岭中南部中生代火山岩”专题资料编)

Fig. Geological sketch map of Hatumohe Western-Mount in Keyouqianqi of Inner Mogolia

- 1—梅勒图组；2—白音高老组；3—玛尼吐组；4—满克头鄂博组；5—安山玢岩；6—实测正断层；7—实测逆断层；8—实测或性质不明断层；9—平行不整合界线；10—地层不整合界线；11—古火山通道；12—地层倾向

第八层致密块状玄武安山岩中斑晶单斜辉石和斜长石的 K-Ar (稀释法) 同位素年龄分别为159.2my和117.5my。长石的年龄值偏新可能与它的封闭温度低和易次生蚀变有关。

二、玄武安山岩岩石学、矿物化学及微量元素特征

(一) 结构构造特征

岩石新鲜时, 致密块状者以灰紫色、灰黑色色调为主; 具杏仁状构造者以灰绿、灰黑色调为主。岩石具斑状结构, 基质为玻晶交织、交织或微晶结构。斑晶为斜长石、单斜辉石和橄榄石。致密块状者除橄榄石蚀变外, 斜长石和单斜辉石较新鲜; 而具杏仁状构造者的斑晶及基质中的暗色矿物几乎全部蚀变, 为黄绿色鳞片状矿物替代。蚀变的橄榄石被伊丁石、玉髓等矿物替代, 呈假像产出, 析出的铁质构成铁质圈。斜长石含量约为15—30%, 橄榄石约为1—3%, 单斜辉石为2—6%。斑晶粒度在0.1—2mm之间。基质由斜长石微晶及分散其中的磁铁矿微粒等组成。杏仁体为不规则状或透镜状, 大小在0.5—6mm之间, 被黄绿色鳞片状矿物充填, 含量约占岩石的10—25%。

(二) 岩石化学特征

玄武安山岩的平均化学成分为: SiO_2 53.07%, TiO_2 1.13%, Al_2O_3 18.16%, MgO 4.14%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 5.26(表2)。

表2 玄武安山岩化学成分及CIPW标准矿物成分(%)

Table 2 Chemical compositions and CIPW normative mineral compositions(%) of basalt-andesites

| 层号 | 成分% | SiO_2 | TiO_2 | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na_2O | K_2O | P_2O_5 | H_2O | nnn |
|----|-----|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------------------|----------------------|------------------------|----------------------|------|
| 2 | | 51.69 | 1.12 | 18.57 | 3.69 | 4.99 | 0.12 | 4.34 | 8.08 | 2.56 | 2.56 | 0.32 | 2.10 | 2.26 |
| 8 | | 54.46 | 1.15 | 17.76 | 3.35 | 4.63 | 0.17 | 3.94 | 7.52 | 3.03 | 2.35 | 0.36 | 1.48 | 1.90 |
| 层号 | 成分% | Or | Ab | An | Q | Di | Hy | Mt | Il | Ap | 斜长石牌号(An) | | | |
| 2 | | 15.03 | 14.16 | 35.61 | 7.8 | 2.46 | 13.77 | 5.33 | 2.12 | 0.67 | 71% | | | |
| 8 | | 13.92 | 25.70 | 27.82 | 6.7 | 4.71 | 11.66 | 4.86 | 2.12 | 1.01 | 52% | | | |

在酸度、碱度、系列和名称图解^[12](邱家骥, 1982)上, 投点落入亚碱性玄武岩区(如第2层和靠近玄武岩区的玄武安山岩区域内(如第8层), 而且投点很靠近亚碱性和碱性系列分界线。在 $\text{An}'-\text{Al}_2\text{O}_3$ %图解上^[13], 投点落在钙碱性系列区内, 但很靠近拉斑玄武岩系列和钙碱性系列的分界线。又里特曼指数(δ)为2.53—3.02, Al_2O_3 含量>17%, 因此, 讨论的岩石属钙碱性系列或高铝玄武岩系列。

岩石的固结指数(SI)为22.7—23.9, 氧化度 $[\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})]$ 为0.38—0.39或氧化率 $(\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ 为0.57—0.58。这些数值变化都很小。

用CIPW法计算: 标准矿物Q 6.7—7.8%, Di 2.46—4.71%, Hy 11.66—13.77%, 属 SiO_2 过饱和的正常系列。玄武安山岩 K_2O 含量高(2.35—2.56%), 标准矿物Or也高(13.92—15.03%), 可见钾主要以固溶体形式存在于斜长石中。

在剖面上, 自下而上或从早到晚, 玄武安山岩酸度、碱度增加, 铁质减少, 固结指数变小。

(三)主要造岩矿物化学特征

样品仅限于致密块状玄武安山岩中的斜长石和单斜辉石斑晶。表3中列出了斜长石和单斜辉石的电子探针分析结果及阳离子数。

表3 单斜辉石和斜长石电子探针分析结果*和阳离子数
Table 3 Electron microprobe analyses and positive ionic numbers of clinopyroxene and plagioclase

| 层号 | 2 | 4 | 8 | 10 | 2 | 4 | 8 | 10 | | | |
|--------------------------------|---------|--------|---------|--------|---------|--------|---------|--------|---------|--------|---------|
| 成分 % | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 52.416 | 52.111 | 51.279 | 52.193 | 53.552 | 55.248 | 54.362 | 53.486 | 55.428 | 53.475 | 54.214 |
| TiO ₂ | 0.776 | 0.551 | 0.732 | 0.637 | 0.206 | 0.056 | 0.143 | 0.082 | 0.038 | 0.029 | 0.164 |
| Al ₂ O ₃ | 1.609 | 1.844 | 2.923 | 1.118 | 28.761 | 27.158 | 28.338 | 28.627 | 27.426 | 27.897 | 27.680 |
| NiO | 0.103 | 0.062 | 0.056 | 0.00 | 0.033 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.167 | 0.00 | 0.032 |
| FeO** | 10.959 | 7.513 | 7.411 | 9.59 | 0.720 | 0.938 | 0.429 | 0.648 | 1.234 | 0.493 | 0.829 |
| MnO | 0.306 | 0.140 | 0.206 | 0.281 | 0.00 | 0.114 | 0.00 | 0.009 | 0.00 | 0.006 | 0.050 |
| MgO | 15.312 | 15.310 | 14.354 | 15.155 | 0.018 | 0.00 | 0.301 | 0.00 | 0.025 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 18.776 | 21.306 | 22.555 | 20.488 | 12.841 | 11.598 | 12.080 | 12.711 | 11.173 | 12.523 | 12.096 |
| Na ₂ O | 0.393 | 0.165 | 0.293 | 0.016 | 3.128 | 4.017 | 4.553 | 3.046 | 4.217 | 4.218 | 4.115 |
| K ₂ O | 0.000 | 0.000 | 0.064 | 0.033 | 0.381 | 0.342 | 0.36 | 0.368 | 0.357 | 0.399 | 0.440 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.000 | 0.195 | 0.271 | 0.011 | 0.051 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.002 | 0.008 |
| P ₂ O ₅ | 0.213 | 0.016 | 0.025 | 0.074 | 0.150 | 0.00 | 0.151 | 0.053 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| 总和 | 100.865 | 99.212 | 100.169 | 99.596 | 100.641 | 99.869 | 100.715 | 99.871 | 100.463 | 99.041 | 100.093 |
| Si | 1.940 | 1.944 | 1.905 | 1.953 | 2.430 | 2.511 | 2.447 | 2.442 | 2.507 | 2.452 | 2.468 |
| Al ^{IV} | 0.060 | 0.056 | 0.095 | 0.047 | 1.538 | 1.455 | 1.503 | 1.540 | 1.462 | 1.507 | 1.485 |
| Al ^{VI} | 0.010 | 0.025 | 0.033 | 0.003 | | | | | | | |
| Ti | 0.022 | 0.016 | 0.020 | 0.018 | 0.007 | 0.002 | 0.005 | 0.003 | 0.001 | 0.001 | 0.006 |
| Ni | 0.003 | 0.002 | 0.002 | — | 0.007 | 0.00 | — | — | 0.006 | — | 0.001 |
| Fe | 0.339 | 0.234 | 0.230 | 0.300 | 0.027 | 0.036 | 0.016 | 0.025 | 0.047 | 0.019 | 0.032 |
| Mn | 0.010 | 0.004 | 0.007 | 0.009 | 0.000 | 0.004 | — | 0.000 | — | 0.000 | 0.002 |
| Mg | 0.845 | 0.852 | 0.795 | 0.846 | 0.001 | — | 0.020 | — | 0.002 | — | — |
| Ca | 0.744 | 0.852 | 0.898 | 0.821 | 0.624 | 0.565 | 0.583 | 0.624 | 0.541 | 0.615 | 0.590 |
| Na | 0.028 | 0.012 | 0.021 | 0.001 | 0.275 | 0.354 | 0.397 | 0.270 | 0.370 | 0.375 | 0.363 |
| K | — | — | 0.003 | 0.002 | 0.022 | 0.020 | 0.021 | 0.021 | 0.021 | 0.023 | 0.026 |
| Cr | — | 0.006 | 0.008 | 0.000 | 0.002 | — | — | — | — | 0.010 | 0.000 |
| Wo% | 38 | 44 | 46.3 | 42 | | | | | | | |
| En% | 44 | 44 | 41.3 | 43 | | | | | | | |
| Es% | 18 | 12 | 12.4 | 15 | | | | | | | |
| Or% | | | | | 2.4 | 2.1 | 2.1 | 2.3 | 2.3 | 2.3 | 2.6 |
| Ab% | | | | | 29.9 | 37.7 | 39.7 | 29.5 | 39.7 | 33.0 | 37.1 |
| An% | | | | | 67.7 | 60.2 | 58.2 | 68.2 | 58.0 | 60.7 | 60.3 |
| 矿物名称 | 普通辉石 | 普通辉石 | 次透辉石 | 普通辉石 | 斑晶拉长石 | 微晶拉长石 | 微晶拉长石 | 斑晶拉长石 | 微晶拉长石 | 斑晶拉长石 | 微晶拉长石 |

* 由武汉地质学院北京研究生部电子探针室分析(1987年);

**以 FeO表示全铁。

1. 单斜辉石

由于电子探针分析不能区分 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} ，以 FeO 表示全铁。 Fe^{3+} 在单斜辉石中的含量很少， Fe^{2+} 出现较多，故 FeO (全铁)被看作以 Fe^{2+} 为主体来对辉石的化学成分进行讨论。

由表3可知，辉石四面体位置Si原子不足，被Al充填。 Al^IV 和 Al^VI 为单斜辉石重要的替代元素对(图2)，二者的线性关系良好，Al在四面体中替代的下限值为0.043(原子)。

由Ca-Mg- ΣFe 图解(图3)可知，单斜辉石主要为普通辉石(Wo38~44%，En44%，Fs12~18)，次为次透辉石(如第8层，Wo46.3%，En41.3%，Fs12.4%)。与山东中生代钙碱性玄武岩中辉石成分⁽²⁾(张德全，1987)比较，本区辉石富含钙、镁而贫铁。

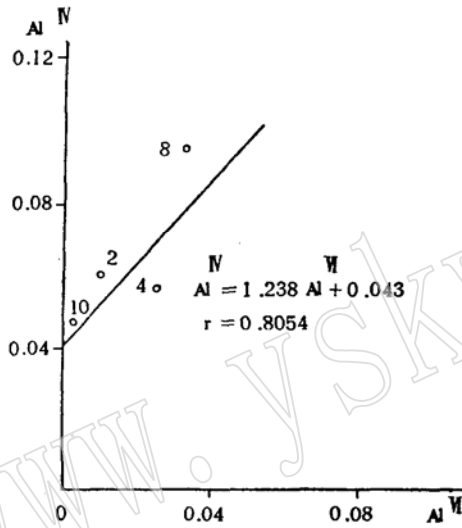


图2 单斜辉石 Al^IV — Al^VI 图解
Fig. 2 Plot of Al^IV against Al^VI in clinopyroxene

图中数字为样品所在剖面层号

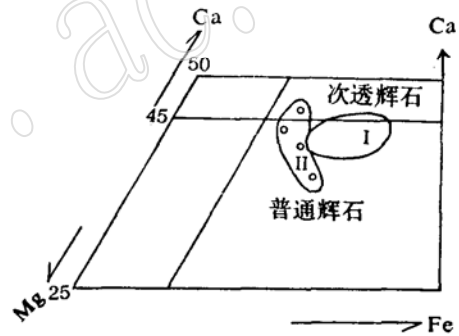


图3 辉石命名图解

Fig. 3 Plot of pyroxene nomenclature

I—山东中生代钙碱性玄武岩中辉石；
(张德全，1987年)

II—本文玄武安山岩中辉石

单斜辉石的Ca/Mg、Al/Si、Fe/Si比值变化不大(表4)。次透辉石Ca/Mg比值 >1 ，普通辉石Ca/Mg比值 <1 ；次透辉石的Al/Si比值较普通辉石大。

表4 单斜辉石某些元素的比值

Table 4 The ratios of selected elements in clinopyroxene

| 层(位)号 | 2 | 4 | 8 | 10 | 平均值 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ca/Mg | 0.88 | 1 | 1.13 | 0.97 | 0.99 |
| Al/Si | 0.036 | 0.042 | 0.067 | 0.024 | 0.042 |
| Fe/Si | 0.175 | 0.120 | 0.121 | 0.154 | 0.142 |

辉石中 Na_2O 和 TiO_2 平均含量分别为0.217%和0.674%，这与Labas(1962)总结的钙碱性火山岩中辉石中 Na_2O 含量(平均0.35%)， TiO_2 含量($<1\%$)的规律一致⁽³⁾。在Si-Al图解中同样反映上述特征(图4)，符合钙碱性火山岩中辉石的Si、Al替代规律⁽⁴⁾，Si和 Al^IV 比约为

1.9:0.1。

辉石中 TiO_2 含量的高低严格地受主体岩石中 TiO_2 含量的控制^[3]。辉石中 Al^{VI} 含量与形成时的压力呈正相关 (Thompson, 1974)。本区辉石及主体岩石中 TiO_2 含量均较低 (前者平均0.674%, 后者平均为1.13%), 辉石中 Al^{VI} 为0.003—0.033。而且在Na-Al图解上与高压条件下形成的单斜辉石巨晶及二辉橄榄岩包体中单斜辉石存在明显的差别^[2](图5)。说明所研究的辉石斑晶结晶于低压环境。

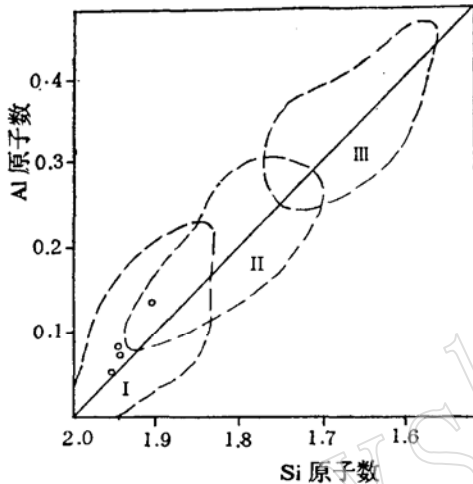


图4 辉石成分Si-Al图
(据Kushiro, 1960)

Fig. 4 Plot of Si against Al in clinopyroxene (from Kushiro, 1960)

I—非碱性岩(包括钙碱性岩); II—不含似长石的碱性岩; III—含似长石的碱性岩

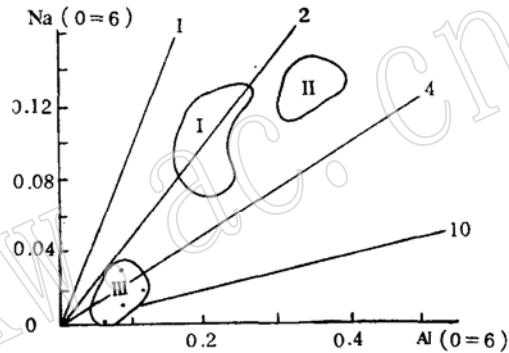


图5 单斜辉石的Al-Na(O=6)变异图

Fig. 5 Plot of Al-Na(O=6) in clinopyroxene

I—包体单斜辉石(据张德全, 1984年);
II—单斜辉石巨晶(据张德全, 1984年);
III—本文玄武安山岩中单斜辉石

2. 斜长石

电子探针分析结果(表3)中氧化物总和为99.041—100.641%, $\Sigma(\text{K} + \text{Na} + \text{Ca})$ 近于1.0, 表明分析结果是合理的。

斑晶和微晶斜长石均为拉长石, 而且后者 An_{58} —60.3, 较前者($\text{An}_{60.2}$ —68.2)的An值偏小, 相差约0—10。

拉长石与主体岩石在化学成分上的关系是主体岩石的标准矿物An值高时, 拉长石的An值亦高。

(四) 稀土元素地球化学特征

由表5可以看出: 玄武安山岩富含轻稀土, $[\text{La}/\text{Yb}]_n$ 比值为2.86—3.29, 轻稀土占稀土总量的67%; 拉长石亦富含轻稀土, $[\text{La}/\text{Yb}]_n$ 比值为7.01—14.68, 轻稀土占稀土总量的78—83%; 单斜辉石则富含重稀土, $[\text{La}/\text{Yb}]_n$ 比值 <1 (0.55—0.94)。不论玄武安山岩还是拉长石或单斜辉石, Sm/Nd 比值变化均不大。

稀土元素球粒陨石^①标准化曲线(图6), 玄武安山岩呈左陡右平型式, 且具不明显的正

① 球粒陨石值据赫尔曼(1971), 转引自地矿部地科院矿床所编, 稀土元素地球化学专辑(20), 1981年。

表5 玄武安山岩和单斜辉石、斜长石中稀土元素分析结果和有关比值

Table 5 The rare-earth element analyses and relative ratios in basalt-andesite and clinopyroxene and plagioclase

| 层位 | 岩石或矿物名称 | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm |
|----|---------|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 2 | 玄武安山岩 | 12.80 | 35.04 | 3.87 | 17.64 | 4.31 | 1.41 | 4.65 | 0.94 | 4.51 | 0.86 | 2.59 | 0.38 |
| | 普通辉石 | 3.11 | 13.91 | 1.76 | 12.55 | 4.44 | 0.86 | 6.45 | 0.94 | 6.47 | 1.27 | 3.15 | 0.48 |
| | 拉长石 | 2.49 | 5.59 | 0.49 | 2.09 | <0.4 | 0.58 | 0.38 | <0.3 | 0.27 | <0.1 | 0.10 | <0.1 |
| 8 | 玄武安山岩 | 14.09 | 39.16 | 4.26 | 19.70 | 4.64 | 1.47 | 4.69 | 1.05 | 4.23 | 0.78 | 2.26 | 0.33 |
| | 次透辉石 | 2.87 | 11.78 | 1.60 | 11.03 | 3.71 | 0.84 | 4.99 | 0.69 | 4.36 | 0.76 | 1.88 | 0.27 |
| | 拉长石 | 5.43 | 12.28 | 1.32 | 5.47 | 1.11 | 0.65 | 0.96 | <0.3 | 0.93 | 0.14 | 0.41 | <0.1 |

| 层位 | 岩石或矿物名称 | Yb | Lu | Y | ΣREE | (La/Yb) _N | (Ce/Yb) _N | Sm/Nd | LREE/HREE | LREE/ΣREE % | δEu |
|----|---------|------|------|-------|--------|----------------------|----------------------|-------|-----------|-------------|------|
| 2 | 玄武安山岩 | 2.66 | 0.42 | 24.08 | 116.16 | 2.86 | 2.66 | 0.24 | 1.83 | 65 | 1.06 |
| | 普通辉石 | 3.34 | 0.47 | 27.47 | 86.67 | 0.55 | 0.84 | 0.35 | 0.73 | 42 | 0.55 |
| | 拉长石 | 0.10 | <0.1 | 0.89 | 13.98 | 14.68 | 11.23 | <0.19 | 4.97 | 83 | 4.92 |
| 8 | 玄武安山岩 | 2.16 | 0.29 | 21.79 | 120.09 | 3.29 | 3.12 | 0.24 | 2.22 | 69 | 1.05 |
| | 次透辉石 | 1.81 | 0.19 | 17.01 | 63.74 | 0.94 | 1.31 | 0.34 | 0.99 | 50 | 0.66 |
| | 拉长石 | 0.46 | <0.1 | 3.89 | 33.55 | 7.01 | 5.40 | 0.20 | 3.60 | 78 | 2.06 |

• 由中国地质科学院测试技术研究所分析(1987年),表中分析数值单位为ppm.

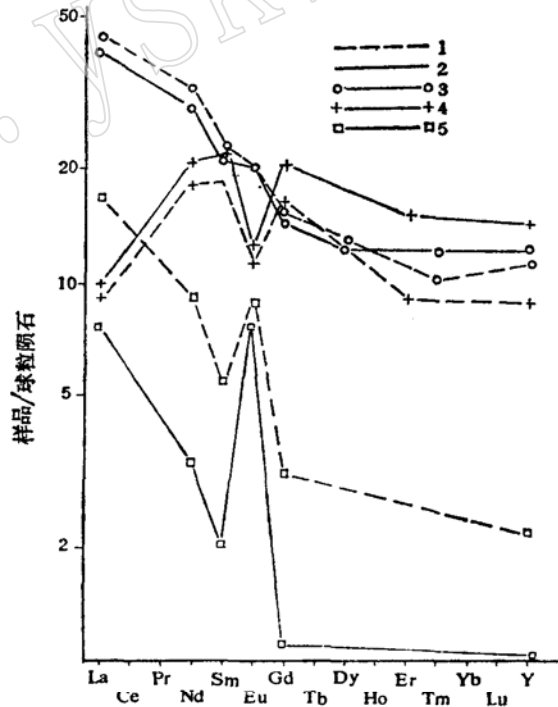


图6 单斜辉石、斜长石和玄武安山岩稀土元素标准化曲线

Fig. 6 Chondrite normalized REE patterns of clinopyroxene plagioclase and basalt-andesite

1—剖面中第8层; 2—剖面中第2层; 3—玄武安山岩; 4—单斜辉石; 5—拉长石

铕异常, δEu 1.05—1.06; 拉长石亦呈左陡右平型式, 具很明显的正铕异常, δEu 2.06—4.92; 单斜辉石的轻稀土部分向左倾斜, 重稀土部分变化比较平缓, 具明显的负铕异常, δEu 0.55—0.66。

在剖面上, 自下而上, 玄武安山岩和拉长石的轻稀土含量和稀土总量都呈升高趋势, 上部层位的标准化曲线位置较下部层位者高。单斜辉石则相反。

拉长石, 单斜辉石—熔体(基质)间的分配系数(K_D)计算结果(表6)表明: 拉长石 $K_D^{PL/L} < 1$; 单斜辉石 $K_{CPx/L}^{LREE} < 1$, $K_{CPx/L}^{HREE} \geq 1$ 。

表6 矿物斑晶—基质间REE的分配系数

Table 6 Partition coefficient of REE between mineral phenocryst and groundmass

| 层位 | 矿物名称 | La | Ca | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Y |
|----|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 2 | 拉长石 | 0.204 | 0.166 | 0.131 | 0.122 | 0.095 | 0.459 | 0.084 | 0.347 | 0.061 | 0.126 | 0.039 | 0.282 | 0.038 | 0.253 | 0.037 |
| 8 | " | 0.416 | 0.333 | 0.329 | 0.294 | 0.251 | 0.482 | 0.213 | 0.302 | 0.229 | 0.186 | 0.188 | 0.322 | 0.187 | 0.370 | 0.184 |
| 2 | 普通辉石 | 0.244 | 0.400 | 0.459 | 0.724 | 1.052 | 0.617 | 1.427 | 1.020 | 1.477 | 1.522 | 1.247 | 1.292 | 1.288 | 1.144 | 1.167 |
| 8 | 次透辉石 | 0.206 | 0.306 | 0.384 | 0.580 | 0.840 | 0.592 | 1.137 | 0.684 | 1.098 | 1.035 | 0.875 | 0.860 | 0.745 | 0.682 | 0.819 |

全岩稀土元素含量的变化, 决定于其组成矿物的含量及稀土元素的含量。分析结果表明, 单斜辉石无论在稀土总量方面还是轻稀土和重稀土方面, 其含量均远大于拉长石, 虽然在岩石中拉长石含量比单斜辉石多, 但是二者对全岩稀土元素的贡献相近, 其中, 重稀土的贡献, 单斜辉石尤为突出。从稀土元素标准化曲线上也可以看出, 全岩稀土元素总量和稀土模式与单斜辉石更为接近。

玄武安山岩稀土元素球粒隕石标准化曲线分布特征及铕异常不明显, 是斜长石和单斜辉石按一定比例结晶的结果。

三、成因探讨

(一) 玄武安山岩的形成条件

1. 岩浆冷凝温度

采用不同方法计算得出的岩浆冷凝温度相近(表7), 大致在1100—1200°C之间。

表7 岩浆冷凝温度

Table 7 Temperature of magma freezing

| 全岩阳离子法① | 岩石化学法② | 在矿物—熔体间分配系数法③ | 在矿物—熔体间分配系数法④ |
|------------------------------|----------------------------|--|----------------------------------|
| 1160°C(1143—1170°C) (CPx) | 1124—1131±26°C (Ol) | 994.4—1182.2°C(La) 846.1—1074.3°C(Ce) | 1098.7—1159.4°C (Sr在斜长石—熔体间) |
| 1176°C(1169—1183°C) (Pl) | 1126.9—1239.7±25°C (Pl) | 1157.2—1264.3°C(Sr) | 1161.3—1175.3°C (Sr在单斜辉石—熔体间) |

注: ①据Nattan等(1978); ②据B. A. Кутюлин(1966); ③据Drake(1975); ④据Ching-Ohsun。

2. 压力

根据岩浆的冷凝温度, 按地热增温率33°/km和 $1 \times 10^8 \text{ Pa} = 3.3 \text{ km}$ 推算, 玄武安山岩浆生成的深度约为33~36km或 $10^8 \text{ Pa}—1.1 \times 10^8 \text{ Pa}$ 。

3. 氧逸度 f_{O_2}

利用分配系数法计算斜长石和单斜辉石形成时的氧逸度 (f_{O_2}) 值相差较大 (表8), 说明二者不是同时晶出的, 因而处于非平衡状态。同种矿物 (不同层位) 的氧逸度值相近。在剖面上, 自下而上氧逸度有增大的趋势。

表 8 在单斜辉石、斜长石斑晶与基质间的氧逸度值
Table 8 Oxygen fugacity coefficient between clinopyroxene or plagioclase phenocryst and groundmass

| 层 (位) 号 | T °C | $K_{D(E_0)}^{Pl/L}$ | $K_{D(E_0)}^{Cpx/L}$ | $f_{O_2}(1.01 \times 10^5 Pa)$ |
|---------|--------------|---------------------|----------------------|--------------------------------|
| 8 | 1098.7 (Pl) | 0.4827 | 0.5917 | $10^{-8.76} (Pl)$ |
| | 1175.3 (Cpx) | | | $10^{-17.12} (Cpx)$ |
| 2 | 1159.4 (Pl) | 0.4585 | 0.6175 | $10^{-9.40} (Pl)$ |
| | 1161.3 (Cpx) | | | $10^{-19.22} (Cpx)$ |

据Ching-Ohsun (1974), 转引自李昌年, 微量元素及其在岩石学中的应用, 1986年。

4. 氧化度 ($Fe^{3+}/Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn$)

玄武安山岩的氧化度为0.38—0.39, 变化很小。说明不同韵律形成的时间间隔较小。

(二) 形成机制探讨

研究区位于古生代早二叠世开始发展起来的乌兰浩特—黄岗梁岛弧^①的西北侧边部即乌兰浩特—黄岗梁深断裂带的西北侧或断裂带上。

古生代末期, 洋壳消减, 板块拼合。中生代时, 由于太平洋板块俯冲作用的影响, 研究区形成引张环境, 地幔上隆, 地壳凹陷。地壳上部的刚性岩石发生断裂而形成断陷盆地, 接受沉积, 被大量的晚侏罗世火山岩占据。最后喷溢形成的中基性火山岩, 以角度不整合覆盖在早期火山岩之上。

I. S. E. 卡迈克尔等⁽⁵⁾ (1982) 认为: 地幔对流可能是熔融与岩浆形成的主要原因。地幔物质上升, 作用于其上的地壳物质的压力降低, 为地幔岩发生局部熔融提供条件 (图7)。在没有热交换的情况下, M沿MM'交于AB曲线的M'点时, 岩浆开始出熔。由M'-M''出熔的岩浆, 不断地聚集并离开源区, 向上运移, 上升的过程中发生结晶分离作用。到M''点后, 熔融过程结束。

出熔岩浆经结晶分离作用, 组成相当于高铝玄武岩浆或高铝玄武安山岩浆, 上升到地下 (约 10^6 — $1.1 \times 10^6 Pa$ 或更大一些) 压力相对较低的地方, 形成岩浆房。这时挥发分聚集,

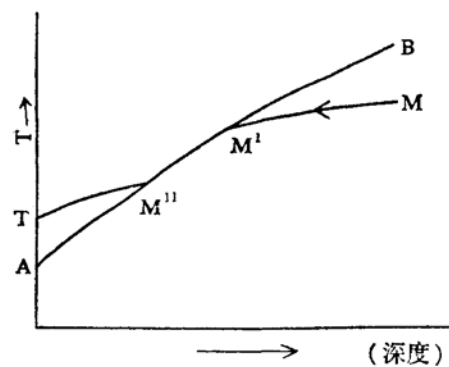


图 7 由上升导致熔融
(据I. S. E. Carmichel等, 1974)
Fig. 7 Lead to melt by going up
AB—熔融曲线; MM'—绝热梯度曲线

① 赵国龙在研究大兴安岭中南部前中生代地层时提出, 1987年。

在一定的条件下,玄武安山岩浆沿构造薄弱地带向地表迁移,在压力较低的近地表处,矿物(如斜长石和单斜辉石等)晶出,喷出地表形成气孔或杏仁状玄武安山岩和致密块状玄武安山岩,构成一个韵律。玄武安山岩浆不断地得到补充,在相近的过程中,形成第二个、第三个等韵律,并且愈到后期,喷溢的岩浆愈少,因此,自下而上各韵律厚度变薄。由此可见,岩浆中挥发分的多少是形成韵律变化的重要因素。

在岩浆上升并喷出地表的过程中,受地壳物质混染的特征不明显,或许是由于地壳物质亦为地幔物质的衍生物。

玄武安山岩中铝质高,可能与源区成分或斜长石的聚集有关,反映了在一定构造环境下岩浆演化的特征之一。

若与幔源岛弧安山岩⁽⁶⁾和乌兰浩特—黄岗梁岛弧玄武岩、安山岩的微量元素相比较(表8)本文玄武安山岩的Sr、Zr含量及K/Rb比值较高,Rb/Sr、Zr/Hf比值较低。

表8 玄武安山岩与岛弧火山岩中微量元素的比较

Table 8 Comparison of microelements between basalt-andesite and arc rock

| 成分 岩性 (ppm) | SiO ₂ % | Rb | Sr | Rb/Sr | La | Ce | y | y _b | La/y _b | Ni | Cr |
|----------------|--------------------|----|-----|-------|-------|-------|-------|----------------|-------------------|-----|-----|
| 岛弧安山岩 | 58 | 30 | 385 | 0.077 | 11.9 | 24 | 21 | 1.9 | 6.2 | 18 | 25 |
| 玄武岩 | 49.59 | 16 | 297 | 0.054 | 5.91 | 14.92 | 15.77 | 1.63 | 3.6 | 128 | 267 |
| 安山岩 | 63.55 | 10 | 350 | 0.029 | 16.91 | 38.99 | 12.88 | 1.21 | 13.3 | 5 | 15 |
| 玄武安山岩 | 53.07 | 40 | 578 | 0.073 | 16.08 | 37.10 | 22.93 | 2.41 | 5.7 | 2 | 29 |

| 成分 岩性 (ppm) | Zr | Hf | Zr/Hf | K/Rb | 资料来源 |
|----------------|-----|-----|-------|------|-----------------------|
| 岛弧安山岩 | 110 | 2.3 | 47.8 | 430 | P. Jakes et al (1972) |
| 玄武岩 | 57 | 5 | 11.4 | 564 | 乌兰浩特—黄岗梁岛弧①(1987) |
| 安山岩 | 133 | 7 | 19 | 32.8 | " " " |
| 玄武安山岩 | 169 | 9 | 18.8 | 578 | 本文 |

①内蒙区调二队“大兴安岭中南部中生代火山岩”专题资料。

岩石或矿物的蚀变和氧化与岩浆的高氧逸度(基质中磁铁矿微粒的普遍存在)及挥发分含量的多少有密切关系。

本文所用资料是笔者参加(大兴安岭中南部中生代火山岩)专题研究时获得的。在编写过程中,得到中国地质科学院地质研究所张德全副研究员和我队赵国龙高级工程师的热心指导和帮助。王显庆、颜文瑞、杨玉琢等工程师也审阅了全文并提出修改意见。在此表示感谢。

参 考 文 献

- [1] 邱家骥主编, 1985年, 岩浆岩岩石学, 第一版, 地质出版社, 20—217。
- [2] 张德全, 1984, 中国东部某些地区碱性玄武岩中二辉橄榄岩包体的岩石学研究, 中国地质科学院地质研究所刊, 第4号, 29—45。
- [3] 张德全等, 1987年, 中国东部晚古生代、中生代和新生代玄武岩及其地质意义, 中国区域地质, 第4期, 301—308。

- [4] Deer, W. A. 等, 1983, 《造岩矿物二卷A, 单链硅酸盐 (中译本)》, 第一版, 地质出版社, 253~262.
- [5] 卡迈克L. S. E. 等, 1982年, 《火成岩岩石学》, 第一版, 地质出版社, 237—241.
- [6] Jakes et al, P. 1972, Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 83, No. 1.

A Study on the Basalt-Andesite from Hatumohe Western-Mount in Keyouqianqi of Inner Mongolia

Wang Zhong

(2nd Regional Geological Surveying Team, Bureau of Geology and Mineral Resources of Inner Mongolia)

Key words: Inner Mongolia; Hatumohe; basalt-andesite

Abstract

In this paper, the Late-Jurassic basalt-andesite from Hatumohe Western Mount of Inner Mongolia are studied in the petrology, the mineral chemistry and the geochemistry of the rare earth elements. On the basis of the data, the basalt-andesite may be incorporated into high-aluminium basalt series and is rich in silica, alkali, LREE, and poor in Fe. The clinopyroxene phenocryst was crystallized under the low pressure condition. The basalt-andesite magma was derived from partial melting of upper mantle. The cyclothem formation of amygdaloidal (base) and massive (top) basalt andesite is formed to be depended on the variety of oxygen fugacity and volatile component.