

海南岛第四纪玄武岩风化壳中 次生矿物转变与时间的关系

冯锦江 胡碧茹

(国家地震局地质研究所 北京 100029)

关键词 海南岛 玄武岩风化壳 次生矿物 增长速率 定年

摘要 本文采用X射线分析法,从分析风化壳中的次生矿物入手,研究了海南岛北部不同地质年龄的第四纪玄武岩风化壳中次生矿物增长数量与风化时间的关系。两者关系的回归方程为 $Y = 4.1898 + 207.30t$,其中Y为次生矿物的含量(g/cm^2),t为风化时间(Ma)。相关系数 $\gamma = 0.9977$ 。每0.01Ma次生矿物平均增长 $2.2164\text{g}/\text{cm}^2$ 。

1 引言

应用次生矿物的增长数量来确定第四纪地层的年代序列是一种新的极为有用的定年方法,已被应用于确定土壤的形成年代(Colman et al,1986)。我们采用Harden(1982)计算次生矿物含量的方法,初步确定了琼北玄武岩地区残积型风化壳中次生矿物的增长速率,并据此对这一地区的雷虎岭期玄武岩的喷出年代进行了计算,初步建立了次生矿物增长数量与风化时间的关系曲线。

风化壳是一层覆于母岩上部的富含粘土及铁、铝氧化物的疏松土状物质。风化作用过程中,矿物发生化学分解,碱金属、碱土金属和硅等化学元素易于淋失,而铝、铁等元素则相对富集。随着风化时间增长,风化壳的化学成分与母岩差别愈大。在风化壳形成过程中,各种矿物为了达到新的物理-化学平衡不断地向新的状态转变,形成在新环境相中相对稳定的次生矿物。

风化壳中次生矿物的种类取决于风化壳的地球化学类型,而区域气候、地貌和母岩等是决定风化壳地球化学类型的主要因素。依据土壤地理学研究(中国科学院《中国自然地理》编辑委员会,1981),研究区为氧化系列中的红色铁质富铝风化壳。主要化学成分为 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 ,主要矿物为高岭石、赤铁矿和三水铝石。其特点是,母岩中硅酸盐类矿物强烈分解,硅和盐基遭到淋失,铁、铝等氧化物明显聚集,粘粒与次生矿物不断形成,风化壳厚度不断增加。

据波雷诺夫(1959)、柯夫达(1981)研究,矿物和岩石的风化过程是分阶段进行的。由于风化作用持续时间不同,所形成的风化壳类型和特点也不相同,不同特征的风化壳类型处于

本文于1990年7月9日收到,于1991年2月8日改回。

本文为地震科学联合基金资助课题88-17研究成果的一部分。

第一作者简介:冯锦江 女 56岁 副研究员 岩矿地球化学专业

一个地球化学过程中的不同阶段,据此,从风化壳的厚度、粘土含量、次生矿物含量、容重等定量分析入手,计算玄武岩所经历的风化时间,以此来确定玄武岩喷出地表的年代,从而为玄武岩喷出年代序列的深入研究寻求一种新的方法。

2 玄武岩风化壳发育背景

研究区位于海南岛北部,区内广泛分布的第四纪不同地质年龄的玄武岩。热带的气候环境及稳定的滨海台地的地貌条件为风化壳提供了良好的发育条件。

琼北玄武岩之上深厚的红色风化层是湿热古气候条件下的产物。目前的气候继承了古热带气候特征,终年长夏无冬。据李庆逵(1983)收集的1932~1978年资料统计,最冷月的平均气温 15°C ,最热月的平均气温 $>35^{\circ}\text{C}$,年平均气温 $>24^{\circ}\text{C}$, $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温在 8500°C 以上,年平均地温(地表5cm和10cm的深度)均在 26°C 以上。就水分而言,年降雨量 $>1500\text{mm}$,与年蒸发量相比,大体趋于平衡。然而,全年水量分配差异较大,冬季温凉干旱,夏季炎热潮湿、干湿季节分明。上述这种高温多雨、湿热同季的特点,有利母岩物质的强烈风化、迅速淋失以及残留物质的物相转变。在当前的气候条件下风化层仍然在进行着不同程度的脱硅与富铝化过程。

本区处于滨海台地,地势平缓。在构造稳定的平坦地形下,风化壳形成速度大于侵蚀过程的速度,利于深厚风化壳的形成。一般在稳定的台地和平原地区,风化壳形成时间长且较深厚。

该区广泛分布于不同时代的第四纪玄武岩,岩石多呈致密块状,部分发育气孔构造,主要由中长石-拉长石、辉石、橄榄石和少数玄武玻璃和磁铁矿组成。

孙建中(1988)等对玄武岩的年龄进行了详细的K-Ar年龄测定^①,多文期琼山玄武岩为 $1.15\pm 0.08\text{Ma}$,临高县高山岭期玄武岩为 $0.673\pm 0.032\text{Ma}$,儋县峨蔓岭期玄武岩为 $0.203\pm 0.009\text{Ma}$,临高县美台乡玄武岩的年龄,本文用电子自旋共振(Electric Spin Resonance)方法测定的ESR年龄为 $0.821\pm 0.246\text{Ma}$,雷虎岭期玄武岩由于缺乏同位素年代学各种方法所需的试样,其年龄尚未测定。但据张仲英(1989)对琼北第四系火山岩的分期和郭旭东(1980)对玄武岩风化壳发育程度的研究,都认为该期玄武岩为全新世喷出。

本次野外共观察剖面18个,对五个具代表性的剖面(见图1)进行了矿物、化学成分、粒度、容重等进行了分析研究。本文仅对次生矿物转变与时间关系进行研究,关于化学元素的迁移速率另有文章进行讨论^②。

3 风化壳中次生矿物的转变

在对比不同年龄玄武岩风化壳中次生矿物的种类和数量时,首先须确定风化壳类型,只有同类型风化壳才能进行对比。风化壳类型的划分有两种方法:一种是波雷诺夫(1959)的形态分类,按所处地貌部位,分为残积、堆积和坡积三种;另一种是柯夫达(1981)根据风化过程中的物质平衡分为淋溶型、累积型和过渡型三种。两种分类可以对应,残积相当于淋溶、堆积相当于累积、坡积相当于过渡。

^① 孙建中测定的数据部分尚未公开发表。

^② 冯锦江,胡碧茹.玄武岩化学风化速率的初步研究.地质科学,待刊。

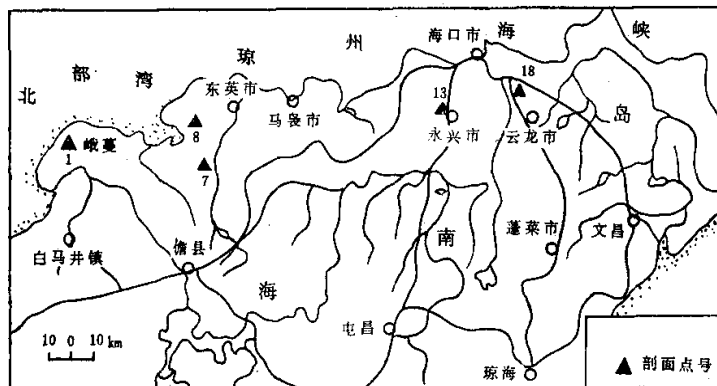


图1 采样点位置图

图中1、7、8、13、18分别为峨蔓岭、美台乡、龙兰、永兴、文山坡等五个地区的剖面点号
Fig.1 Map of Hainan Island area showing sampling sites

在不同类型的风化壳中,物质平衡有明显的差异,因此,风化壳中的次生矿物种类、含量、风化壳厚度等特征均有差别。我们选择大部分风化产物被淋失,风化产物的活动性较小且残留聚积的残积淋溶型进行研究。风化时间愈长,风化产物保持愈好,风化壳的厚度也就愈大。

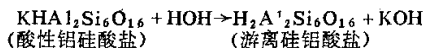
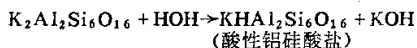
波雷诺夫(1959)指出,残积型风化壳在地貌上一般处于分水岭地带。在研究区的微起伏地形中,选择处于分水岭地段的人工采石场进行剖面观测。这种类型风化剖面,从地表向下到母岩、红色风化壳的颜色逐渐变浅,风化程度渐渐变弱,有一定的层次。因此,我们选择表层风化程度最强的土样品进行研究。

3.1 风化壳中矿物质的迁移转化过程

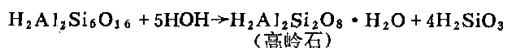
风化壳中矿物质的迁移转化过程即原生矿物和次生矿物的风化解以及其产物的淋溶、迁移和淀积的过程。在热带高温多雨条件下,玄武岩风化过程主要是化学分解,即水对矿物质的水解和氧化等作用。

水解作用是水解离出的 H^+ 对矿物的分解作用,是化学分解中的主要作用,可使矿物质彻底分解。据季天杰(1983)、柯夫达(1981)等研究,在水解过程中根据分解顺序(以正长石为例)可以分为如下几个阶段。

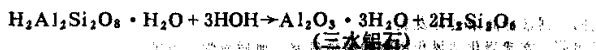
脱盐基阶段, H^+ 交换出矿物中的盐基离子形成可溶盐类而被淋溶。即:



脱硅阶段,矿物中硅以游离硅酸形式被析出,并开始淋溶,高岭石生长淀积,即:

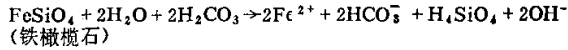


富铝化阶段,矿物被彻底分解,硅酸继续淋溶,而氧化铝富集,即:

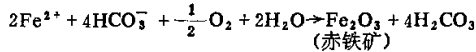


氧化作用是造岩矿物中 Fe^{2+} 离子受到氧化，失去一个电荷变成 Fe^{3+} 离子。据郭旭东 (1980) 以铁橄榄石为例将氧化作用也分如下阶段。

脱硅阶段，硅酸淋溶，即：



氧化富铁阶段， Fe^{2+} 氧化为 Fe^{3+} ，氧化铁富集，即：



从上述反应可知，矿物的风化过程是遵循着一定的顺序进行的。矿物的风化过程在时间上的阶段性，反映在空间上便表现为一定的地带性。如在时代老的玄武岩地带，风化壳中铁(铝)氧化物富集程度高，风化壳颜色为砖红色，在时代较新的玄武岩地带铁(铝)氧化物富集程度低，风化壳红色程度则浅。

3.2 玄武岩风化壳中的次生矿物

次生矿物主要分布于 $<2\mu m$ 的粘粒中，粘粒中还有原生矿物的风化残余及胶体等。依据矿物特征选择制样(粘土矿物用定向制样；次生氧化物用随机制样)方法，采用 X 射线衍射进行分析。

粘粒的定向试样原样和经膨胀、加热处理试样，分别用日本理学阳极旋转靶 X 射线衍射仪进行分析，分析图谱综合于图 2。试样均以 7.2 \AA 左右的衍射峰为特征，这是高岭石族矿物的特征衍射峰。说明几个不同年龄的玄武岩风化矿物均以高岭石族矿物为主。

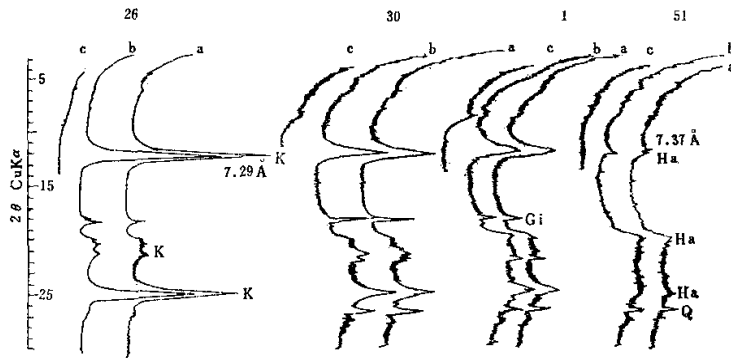


图 2 $<2\mu m$ 粘粒定向薄片的 X 射线衍射图

a. 原样, b. 乙二醇膨胀处理样品, c. 加热 $550^\circ C$ 处理样品

Ha 为埃洛石, K 为高岭石, Gi 为三水铝石, Q 为石英, 51、1、30、26 分别为永兴、峨美岭、龙南、美台乡四个地区的样品

Fig.2 X-ray diffraction patterns of oriented grains for <2 microm fraction

从粘粒制成随机样的 X 射线图谱(图 3) 可见，从右到左，随风化时间延长，高岭石的特征衍射峰(02)、(001)、(002) 的强度(峰高) 逐渐增强。51 号样的母岩为全新世喷出的玄武岩，岩石风化时间最短，衍射峰宽而强度低。据福建省地质局资料情报室 (1982)①，按照上

①福建省地质局资料情报室编。1982。粘土矿物及其研究方法。地质工作参考资料，第24辑。

述三个衍射峰的强度(I)比, 该样品为含水较多的埃洛石。而其他样品均为高岭石。随风化时间增长, 高岭石的特征衍射峰宽度变小, 强度增大, 高岭石显微结晶构造随风化阶段的发展而不停顿的演变。

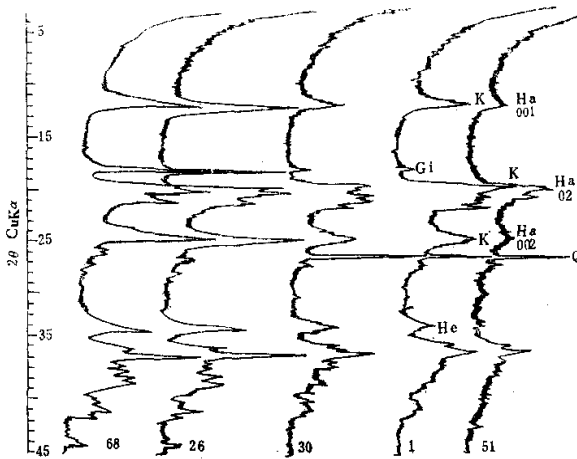


图 3 <2μm未处理粘粒随机样的X射线衍射图

图中51、1、3、26、68分别为永兴、峨嵋岭、龙兰、美台乡、文山坡等地的样品, He为赤铁矿, 其余说明同图2
Fig.2 X-ray diffraction patterns of nonoriented grains for <2 micron fractions

本区51号样的7.37 Å埃洛石可与西印度群岛火山灰风化壳中的10 Å埃洛石(Hay,1960)对比, 后者母岩的¹⁴C年龄为0.004Ma, 该岩石风化时间短, 形成含水多(4H₂O)、面网间距较大(10 Å)的埃洛石。前者则为面网间距较小(7.37 Å), 含水量较低(2.2~2.3H₂O)的埃洛石, 据此推测, 其风化时间大于0.004Ma。其次, 图3从右到左可见, 赤铁矿和三水铝石的特征衍射峰从无到有, 强度随风化时间增加而逐渐增强, 说明矿物结晶数量增多。总之, 风化壳中次生粘土及铁、铝氧化矿物的结晶特征均可作为风化时间长短的定性标志。

3.3 风化壳中次生矿物含量

次生矿物含量是风化壳发育程度的定量标志。即风化时间长, 风化壳厚度大, 粘粒含量高, 次生矿物含量大。从风化作用的原理出发, Harden(1982;1986)提出用单位面积中次生矿物的重量来表示风化程度, 重量大者风化程度强, 风化时间长, 反之则弱, 时间短。他提出的计算公式如下:

$$C_t = C \cdot v \cdot d \cdot n$$

式中: C_t = t时刻的次生矿物含量 (g/cm²), C = <2μm粘粒中次生矿物含量(%), v = 风化壳样品容重(g/cm³), d = 风化壳厚度 (cm)、n = <2μm粘粒的含量(%)

依据矿物特征, 选择粘粒中次生矿物含量(%)的测定方法。铁、铝的氧化矿物及非粘土矿物用X射线定量方法(叶大年,1984)求得百分含量; 粘土矿物含量用间接方法计算求得, 即除去样品中的胶体和非粘土矿物的数量, 剩余的即为粘土矿物含量。胶体含量用湿法化学分析方法测试。

在上述测试基础上，依据各剖面风化壳厚度、容重和粘粒含量，计算各剖面单位面积内次生矿物的重量数据列于表1。高岭石、赤铁矿和三水铝石的含量均随母岩风化时间增长而变大(图4)。其中，粘土矿物增长量最大，而赤铁矿和三水铝石增长量较小。后两种氧化矿物的大量生长需要数百万年的风化时间。

表1 玄武岩风化壳中的次生矿物含量
Table 1 The content of secondary minerals in basaltic weathering crust

| 地 点 | | 永 兴 | 峨 蔓 岭 | 龙 兰 | 美 台 乡 | 文 山 坡 |
|--|------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|
| 风 化 壳 | 厚度(cm) | 30 | 200 | 320 | 400 | 600 |
| | 容重(g/cm ³) | 1.15 | 1.58 | 1.60 | 1.31 | 1.36 |
| | 粘粒含量(%) | 11.38 | 19.23 | 38.35 | 39.20 | 39.89 |
| 粘 粒 物 含 量 (%) | 三水铝石 | — | 0.5 | 0.2 | 5 | 6 |
| | 赤 铁 矿 | — | 3.8 | 4.1 | 15 | 9 |
| | 高 岭 石 | 81.66 | 82.18 | 72.91 | 60.68 | 66.04 |
| 风 化 壳 中 次 生 矿 物 含 量 (g/cm ²) | 三水铝石 | — | 0.30 | 0.37 | 10.29 | 19.49 |
| | 赤 铁 矿 | — | 2.32 | 7.53 | 30.88 | 29.23 |
| | 高 岭 石 | 3.21 | 90.09 | 133.95 | 124.94 | 197.11 |
| | 总 计 | 3.21 | 62.71 | 141.85 | 166.12 | 245.83 |

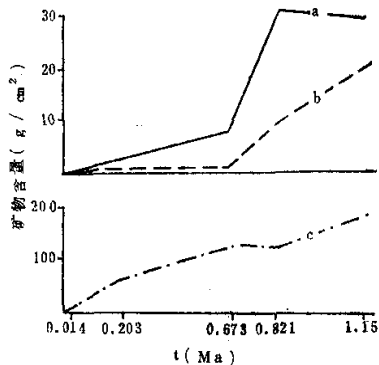


图4 次生矿物含量与母岩风化时间的关系
0.014Ma, 0.203Ma, 0.673Ma, 0.821Ma, 1.15Ma
分别为永兴、峨蔓岭、龙兰、美台乡、文山坡玄武岩
的年龄。a. 为赤铁矿, b. 为三水铝石, c. 为高岭石
Fig.4 The content of secondary minerals
and time of weathering basalts

4 次生粘土矿物增长速率

单位时间内次生矿物增加的数量叫增长速率。由于风化作用是在漫长的地质历史中进行，所以，单位时间常用 10^4 a 来表示。Hay (1972) 在研究夏威夷玄武岩风化壳中 SiO_2 的淋失速率时，用单位时间 (10^4 a)，单位面积 (cm^2) 减少 SiO_2 的重量 (g) 即 ($\text{g}/\text{cm}^2/10^4$ a) 来表示，本文亦以此来表示次生矿物的增长速率。玄武岩浆一旦喷出于地表，风化作用就开始进行，一般采用母岩同位素年龄作为风化时间。

峨蔓岭、龙兰、美台乡和文山坡等四个风化剖面中的高岭石、赤铁矿和三水铝石的增长速率计算结果列于表2，三种矿物的增长速率随风化时间而变化的规律见图5，三水铝石的增长速率随时间增加而缓慢上升，赤铁矿较三水铝石上升明显，高岭石在风化早期增长速率最大，随风化时间增长，增长速率有所下降。

次生矿物增长速率变化与风化壳中化学元素的淋失迁移量随时间而变化的规律相对应。据张仲英(1989)、郭旭东(1980)和作者^①对不同年龄的母岩与风化壳化学成分对比研究，风化早期，元素淋失量和速率大，次生粘土生长快，随风化时间增长，元素淋失效率显著降低，相应生成次生粘土的速率也较低。

Colman(1986)认为，原生矿物周围包围了次生难溶矿物，阻碍了原生矿物风化作用的进行。我们对原状土样的扫描电镜分析见到，风化时间长的土样，原生矿物表面被炉渣状的氧化物包围着。这些物质是难溶的赤铁矿 (Fe_2O_3) 和三水铝石 ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) 等。

尽管三种次生矿物增长速率随风化时间增长而变化各具特点(见表2、图5)，峨蔓岭

①冯锦江、胡蕃茹，琼北玄武岩的化学风化速率的初步研究(地质科学特刊)。

表 2 琼北玄武岩风化壳中的次生矿物增长速率

Table 2 Rates of increment of secondary minerals in basaltic weathering crust

| 地 区 | | 峨 蔓 岭 | 龙 兰 | 美 台 乡 | 文 山 坡 |
|--|------|---------------|---------------|---------------|-------------|
| 年 龄 (Ma) | | 0.203 ± 0.009 | 0.673 ± 0.032 | 0.821 ± 0.248 | 1.15 ± 0.08 |
| 次 生 含 量 (g/cm ²) | 三水铝石 | 0.31 | 0.37 | 10.29 | 19.49 |
| | 赤铁矿 | 2.14 | 7.53 | 30.88 | 29.23 |
| | 高岭石 | 50.09 | 133.95 | 124.94 | 197.11 |
| 次 增 生 长 速 率 (g/cm ² /0.01 Ma) | 三水铝石 | 0.02 | 0.01 | 0.13 | 0.17 |
| | 赤铁矿 | 0.11 | 0.11 | 0.38 | 0.25 |
| | 高岭石 | 2.47 | 1.99 | 1.52 | 1.71 |
| | 总 计 | 2.60 | 2.11 | 2.02 | 2.14 |
| 平 均 | | 2.22 | | | |

剖面 (0.203Ma) 的增长速率较高 (2.60g/cm²/0.01Ma), 其余三个剖面都十分相近, 龙兰 (0.673Ma) 为 2.11g/cm²/0.01

Ma、美台乡 (0.821Ma) 为 2.02g/cm²/0.01Ma、文山坡 (1.15Ma) 为 2.14g/cm²/0.01Ma。

但总起来看, 次生矿物增长速率随风化时间增加没有显著的变化, 因此, 应用其平均值来估算缺乏同位素年龄数据的玄武岩的喷发时间是可行的。

据四个剖面统计, 琼北玄武岩风化壳中次生矿物增长速率的平均值为 2.22g/cm²/0.01 Ma。雷虎岭期玄武岩风化壳中的次生矿物含量为 3.21g/cm², 两者相除求得玄武岩喷出时间为 0.014Ma。如果考虑风化早期次生矿物增长速率较大, 将峨蔓岭剖面的增长速率为 2.60 与其相除, 该期年龄为 0.012Ma。其计算年龄在 0.012~0.014Ma。这与全新世时期喷出的地质分析是一致的。也符合于按埃洛石的 d 值与含水量推断年龄 > 0.004Ma。

5 次生矿物转变与时间关系

同类的玄武岩, 在同样的生物气候地貌条件下, 由于风化作用持续时间不同, 所形成的风化壳的特点也不相同。风化壳风化程度的综合特征表现为次生矿物含量增长, 把其数量作为因变量, 把风化时间作为自变量, 依据表 1、表 2 分别列出的风化壳中次生矿物总含量及玄武岩的年龄数据, 计算二者的回归方程如下:

$$Y = 4.8198 + 207.30t \quad (\gamma = 0.9977)$$

式中: Y 为次生矿物含量 (g/cm²); t 为风化时间 (Ma); γ 为相关系数。五个剖面的次生矿物含量与时间关系表示于图 6, 可见, 次生矿物含量随风化时间增加而增长, 它是风化时间的定量标志。

6 结 语

(1) 在残积淋溶型红土风化壳发育过程中, 岩石矿物总体的演化趋势是由含硅高的矿物

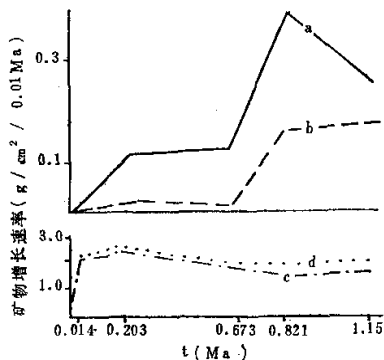


图 5 琼北玄武岩风化壳中的次生矿物增长速率与风化时间关系

a. 为赤铁矿; b. 为三水铝石; c. 为高岭石; d. 为三种次生矿物

Fig. 5 The relation between rates of increment in secondary minerals with time of weathered basalt

向含硅低,而含铁、铝高的矿物方向演化,即是由造岩矿物→粘土矿物→赤铁矿、三水铝石方向演变。因此,风化壳中的次生矿物种类和组合特征是红土风化壳发育阶段的定性标志。

(2) 残积型风化壳的厚度与风化作用持续时间有关,风化时间愈长、厚度愈大。

(3) 红土风化壳中次生矿物在单位面积中的含量与风化持续时间成正比,因此,它是风化时间的一个很好的年龄定量指标。

(4) 次生矿物的增长速率除风化作用早期较高外,风化时间由0.673→0.821→1.15Ma,其增长速率相近,因此,采用平均增长速率来计算该地区其它玄武岩的年龄是合理的。

(5) 几种次生矿物增长速率相比较,赤铁矿和三水铝石较粘土矿物增长缓慢得多,它们大量产生需要数百万年或更长的风化时间。因此,这两种矿物可作为更古老风化壳的年龄标尺。

(6) 利用岩石矿物的风化速率来确定地层的年龄是最近十年来受重视的一种测年新方法。这种方法从风化作用随时间增长而加深这一原理出发,通过对风化壳的各类物理化学参数测定达到测年的目的。这种方法可以用来确定任何岩石暴露地表经受风化作用的时间,这对于缺少可供放射性测年物质的许多地层岩石的年龄测定具有应用价值。

当然,由于样品数量很少,本文建立的琼北玄武岩风化壳中次生矿物与时间关系的曲线还仅仅是初步的,有待今后修正和完善。然而依据风化壳的多项物理化学参数的分析来定量的确定地层的时间序列,的确是一种值得尝试的新方法。

从风化作用的原理出发,本研究结果适用于铁质、富铝类型的风化壳。凡具有类同风化条件的地层均可对比其风化程度与时间。

致谢 工作中得到孙建中、陈以健、郭旭东、马仲雄、程绍平同志的大力支持,张秉良、牛奕芳同志参加了野外工作及部分样品处理,在此一并致谢。

参 考 文 献

- 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会。1981。中国自然地理(土壤地理)。科学出版社, 1~6
- 孙建中, 严富华, 王庆隆。1988。琼北地区第四纪地层年代学研究, 见海南岛北部地震研究文集。北京: 地震出版社, 17~25
- 叶大年, 金成伟。1984。X射线粉末法及其在岩石学中的应用。北京: 科学出版社, 137~139
- 李庆远主编。1983。中国红壤。北京: 科学出版社, 1~2
- 李天杰, 郑应顺, 王云等。1983。土壤地理(第二版)。北京: 高等教育出版社, 14~20
- 张仲英, 刘瑞华。1989。海南岛第四系火山岩的分期。地质科学, (1):67~76
- 波雷诺夫等著, 陈静生等译。1959。风化壳及其地球化学。北京: 商务印书馆, 1~9
- 柯夫达著, 陆宝树等译。1981。土壤学原理(下册)。北京: 科学出版社, 56~79
- 郭旭东, 盛学斌。1980。我国海南岛第四纪玄武岩风化壳地球化学特征。地理学报, 35(2):161~173
- Colman S M and Pierce K L. 1986. Glacial sequence near McCall Idaho: Weathering rinds, Soil development, Morphology, and other relative-age criteria. Quaternary Research, 25:25~43

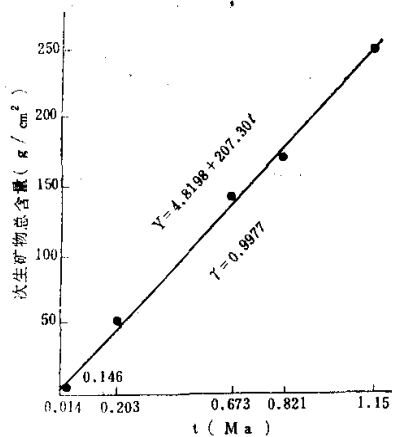


图6 玄武岩风化壳中次生矿物总含量(g/cm²)与时间t(Ma)的关系
Fig.6 The relation between the quantity of secondary minerals with time of basaltic weathering crust

- Colman S M and Dethier D P. 1986. Rates of chemical weathering of rocks and minerals. Academic Press, Inc. Orlando 1~603
- Harden J W. 1982. A quantitative index of soil development from field descriptions: Examples from a chronosequence in central California. *Geoderma*, 28: 1~28
- Harden J W, Sarna-Wojcicki A M and Dembroff G R. 1988. Soils developed on coastal and fluvial terraces near Ventura, California. U.S.G.S. Bulletin 1590-B:B1~B34
- Hay R L. 1960. Rate of clay formation and mineral alteration in a 4000 year old volcanic ash soil on st. Vincent, B.W.I., *Am. Jour. Sci.* 258:354~368
- Hay R L and Jones B F. 1972. Weathering of basaltic tephra on the island of Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83:317~332

THE CORRELATION BETWEEN SECONDARY MINERALS AND AGES OF WEATHERING CRUST ON THE QUATERNARY BASALT ON HAINAN ISLAND

Feng Jinjiang Hu Biru

(Institute of Geology, State Seismological Bureau, Beijing, 100029)

Key words: Basaltic rocks; Weathering crust; Secondary minerals; Age-dating

Abstract

The basaltic rocks are mainly distributed in northern part of Hainan Island. Their age ranges from 0.014 to 1.15Ma. Amount of secondary minerals and thickness of weathering crust on the Quaternary basalts increases with time. The correlation is as follow:

$$Y = 4.8198 + 207.30t \quad \gamma = +0.9977$$

Y: Amount of secondary minerals (g/cm²); t: Time(Ma); γ : Correlation coefficient