国家自然科学基金资助项目

华南红土化作用地球化学及红土型金矿形成的可能性

李文达 王文斌 程忠富 周汉民 著

（地矿部南京地质矿产研究所）



121

地质出版社

国家自然科学基金项目

华南红土化作用地球化学及红土型金矿形成的可能性

李文达　王文斌　程忠富　周汉民　著
（地质矿产部南京地质矿产研究所）

地质出版社
·北　京·

（京）新登字085号

内 容 提 要

本书是一本比较全面地论述我国华南地区红土化作用的专著，书中对红土化剖面发育、矿物演化及红土化作用中元素的活动规律性等方面进行了详尽的阐述，并对红土型金矿在华南地区形成的可能性进行了有益的探讨。本书可供岩石、矿物、地球化学、矿床等专业的生产、科研人员及有关院校师生阅读参考。

图书在版编目（CIP）数据

华南红土化作用地球化学及红土型金矿形成的可能性/李文达等著.-北京：地质出版社，1995.1

ISBN 7-116-01697-X

Ⅰ.华… Ⅱ.李… Ⅲ.①红壤化-地球化学-华南地区，中国②金矿床-红壤化-成矿规律-华南地区，中国 Ⅳ.P618.51

中国版本图书馆CIP数据核字（94）第08288号

地质出版社出版发行
（100013 北京和平里七区十楼）

责任编辑：叶丹 沈文彬
北京地质印刷厂印刷 新华书店总店科技发行所经销
开本：787×1092 1/16 印张：5.75 铜版图：1 页 字数：131000
1995年1月北京第一版·1995年1月北京第一次印刷
印数：1—500 册 定价：6.35 元
ISBN 7-116-01697-X
P·1368

前　言

我国南方有相当大一部分地区位于北回归线以南，属热带范围，地表红土发育。过去除了土壤学界对南方红土进行过研究之外，地质学界仅有少数人进行过玄武岩的风化壳研究。土壤学界的研究着重于土壤的成因，对影响土壤肥力的某些微量元素也特别注意。而地质学界，最早只是注意三水铝矿以及若干地区的锰矿、褐铁矿、钴土矿，后来也曾注意到风化产物中的残余矿物可作为宝石利用的刚玉(蓝宝石)、红锆石及橄榄石，而对红土剖面中是否有金的富集可能，则从未作过探讨，这在当时除了缺乏对红土型金矿的认识外，还有金的分析技术未过关也是一个原因。在勘探海南岛铝土矿过程中曾发现浅井中有金，当时只能采用人工重砂方法分析，对不可见的微细粒红土型金矿显然是无能为力的。60年代大家都只注意冲积、残坡积中的"砂金"，实际现在看来在残积或坡积红土层中的砂金很可能部分是红土型金矿(文森译，1982)，这部分金当然被淘洗掉了；这也是过去淘砂金的尾砂，今天有些仍可再淘出金屑的原因——红土中微细的分散金的再次表生富集。

红土型金矿是80年代由国外发现的，诸如西澳大利亚的布丁顿、巴西的马托格罗索，泰国的Nong Doan，印度的Salaikena，以及南太平洋许多岛弧地区如新喀里多尼亚、斐济等。随后，引起了我国地质工作者的兴趣，并开始了我们的研究。本课题即在这样情况下确定的，并且得到了国家自然科学基金的资助。

本课题自1990年开题，历时 3 年，先后进行了 3 次野外调研工作、参加野外和室内工作的有李文达、王文斌、程忠富和周汉民等。

在研究过程中，我们充分利用了过去的勘探浅井（海南蓬莱地区过去曾勘探过铝土矿及蓝宝石）、采石场、公路割切的山坡以及某些天然冲沟进行剖面观察；室内分析与测试，除了没有用红外光谱法外，其它主要方法均用上了。这次，对于化学分析资料的整理，对主要元素组合的变化采用了淋溶系数、残积系数、水化系数及红土化指数的概念。对微量元素则采用富集因子的概念，它们的含义在文中相应部分均有解释。需要说明的是本书处理红土化剖面中的化学平衡时，由于主要组分SiO_2、Al_2O_3及Fe_2O_3的迁移与再沉积的复杂性以及剥蚀速度随地貌不同而引起的变化，采用等容法换算存在一定困难，尤其是对那些处于山区或丘陵区的剖面，风化作用与剥蚀作用几乎是同时进行的，风化产物多处于红土化剖面发育的初始阶段，即使采用等容法估算意义也不大。但在微量元素的迁移与沉积中，为了探讨金富集的可能性，需要采用富集因子ER，计算中不能不考虑岩石及风化产物的体积变化。这样，应当说对主要元素氧化物的活动行为的讨论只能是定性的，但即使如微量元素的富集与否考虑了等容条件，由于剥蚀、体重或比重的不稳定性，所进行的探讨也只能是半定量的。好在这方面并不影响我们关于华南红土化作用过程中地球化学方面主要问题的探讨。

根据野外与室内分析、测试的资料，并参阅国内外有关文献，编写了《华南红土化作用地球化学及红土型金矿形成的可能性》研究报告。报告于1993年7月由地矿部南京地矿所组织专家评审通过，认为室内外工作扎实，数据可靠，论证有据，推理严谨，对红土化

过程的研究有独到之处，研究方法上也有创新，成果达到了国内先进水平，在研究剖面发育、矿物演化及红土化作用中元素的活动规律性方面已达国内领先水平。本专著是在成果报告的基础上，根据专家评审时提出的某些意见，进行补充、修改而成。本书由集体完成，全书由李文达统一修改定稿。评审委员会由下列专家组成：业治铮学部委员、宋叔和学部委员、朱上庆教授、季寿元教授和杨敏之研究员，由业治铮学部委员任主审。对他们在评审中提出的宝贵意见，在此敬表感谢。

本课题是在国家自然科学基金委员会资助并在其领导下完成的。在海南、广东、福建三省工作时得到各省地矿局及其有关地质大队的协助和支持，其中海南地质二、三队，闽东南地质大队、湛江地质大队、漳浦铝土矿等单位的领导及技术人员都给予我们很大的支持和帮助，没有他们，要完成本课题的研究是不可能的。工作中所有硅酸盐、微量元素、稀土元素和金的分析工作以及图件清绘，均由南京地矿所化验室和绘图室完成，差热分析由张亚芳工程师完成，X-射线衍射分析由江苏省地矿局测试中心完成，电镜照像由南京林业大学完成。在此均表示由衷的谢意！

最后，在工作中得到涂光炽先生的关怀，他的意见对我们富有启发性，在此敬表感谢！

目　　录

一、影响红土化剖面发育的因素……1
二、主要岩类红土化剖面类型及分带……5
三、风化壳中基本化学元素的地球化学特征……24
四、红土化过程中微量元素地球化学行为……42
五、在华南形成红土型金矿可能性的探讨……65
六、华南红土化作用过程中若干问题探讨……69
七、结束语……75
英文摘要……77
参考文献……83
图版说明及图版……86

Geochemistry of Lateritization Process and the Possibility of Forming Lateritic Type Gold Deposits in Southern China

Contents

1. Factors affected the development of lateritic profiles 1
2. The principal types of lateritic profiles and their zonation 5
3. Geochemical characteristics of the major chemical components in the weathering crust 24
4. Geochemical behavour of the trace elements during lateritization in southorn China 42
5. Discussion on the possibility of forming lateritic type Au deposits in Southern China 65
6. Discussion on some problems in lateritization process in Southern China 69
7. Conclusions 75

Abstract 77

References 83

Plates and captions 86

一、影响红土化剖面发育的因素

在探讨红土化剖面发育及元素地球化学活动规律的因素之前，应当对红土化发育区的地层及岩石作一简单介绍，因为它们是决定红土化作用中物质来源与变化的起点。

在福建、广东及海南我们的研究区内，地层自上元古界到第四系均有发育，岩石类型复杂，沉积岩、变质岩和火成岩均占有相当大的面积。从晚元古代到第四纪均有岩浆的喷出与侵入活动，已知出露的岩性从超基性、基性、中性、中酸性到酸性均有分布，其中燕山期的中酸性与酸性岩类最为重要，与红土化有关的原岩涉及地区所有的岩性，但红土化剖面最发育的地区主要在新生代玄武岩分布区。

我们研究红土化的原岩包括粤西前寒武系云开群变质岩、海南西部前寒武系抱板群变质岩，海南东北部和福建漳浦地区第三纪玄武岩和海南北部与广东雷州半岛第四纪玄武岩，福建与广东沿海地区中生代火山岩与花岗岩，以及福建泉州、莆田地区的中生代辉长岩。而我们的侧重点是可能形成红土型金矿的地球化学研究，因而较多的剖面选择在玄武岩（铝土矿发育区）与变质岩分布区，这里我们只重点对前寒武系变质岩和第三及第四系玄武岩作简要的原岩岩性描述。

粤西地区出露的中晚元古代云开群主要是一套砂质、泥质沉积物和火山喷发岩，火山岩多半属基性—中基性，它们在加里东、海西—印支期遭受过区域变质、断裂变质、混合岩化和花岗岩化，形成了绿片岩相和角闪岩相的变质岩、混合岩与花岗岩。云开群变质岩系是粤西地区重要金矿的赋金层位，据统计粤西地区约45%的金矿床和金矿化点均产于云开群中。云开群上亚群含Au为2×10^{-9}—36×10^{-9}，平均值高于Taylor(1985) 的大陆、上部陆壳与下部陆壳的丰度值（刘英俊，1991），是Au的矿源层。

海南西部抱板群属早—中元古代，在晋宁期、加里东期、海西—印支期遭受区域变质作用、混合岩化作用、断裂动力变质作用，局部地段并有糜棱岩化，岩性主要为石英云母片岩、绢云母石英片岩、云母片岩、混合岩及混合花岗岩、糜棱岩等。抱板群 含 Au 丰度较高，是Au的矿源层。抱板群也是海南西部 Au 矿的赋存部位，由昌江到东方公爱，呈北东—南西方向延长约40km，已知Au矿床 7 处，均受戈枕韧性剪切带控制。

玄武岩分布于海南省东北部及北部、广东省雷州半岛以及闽东南沿海地区，时代从第三纪到第四纪。根据地质矿产部宜昌地质矿产研究所、海南省地质矿产局资料，第三纪玄武岩在蓬莱一带年龄为3.04—5.43Ma，海南北部的第四纪玄武岩为0.21—0.67 Ma。福建漳浦地区的玄武岩属第三纪，广东雷州半岛的属第四纪。蓬莱地区第三纪上新世到中新世玄武岩，岩性以橄榄玄武岩为主，辉斑橄榄玄武岩、气孔玄武岩、粗玄岩、玻基橄辉岩等次之，并夹有多层火山碎屑岩。雷州半岛中更新世石峁岭段玄武岩，这里据报告有12次喷发，夹有六层红土（厚0.2—9m）和六个红顶（广东省地质局，1981，1:20万区域水文地质普查报告），是火山作用间隙期红土化作用的遗迹；在海南澄迈金江眼镜岭早更 新 世玄武岩剖面中，见有五层红土。玄武岩主要为橄榄玄武岩、拉斑玄武岩、二辉橄榄岩及二辉玄武岩。以上这些岩石是我们重点研究的红土化剖面发育的母岩。

关于红土化，目前地质学界的理解是和气候条件，或者说低纬度的概念联系在一起的，主要是在热带和邻近回归线的亚热带地区，与炎热而干、湿交替的气候因素有关的，但红土作为一个岩石学上的名词，有并不十分固定的矿物或化学成分。对红土及其形成作用的概念，曾经有不同的理解。国际地学界为了对这一世界性的风化产物的理解求得统一，地科联曾设立IGCP-129号对比计划，专门对红土化作用从各方面进行研究。1981年W. Schellmann曾下过一个定义："红土是陆地表面岩石强烈风化的产物，其中Fe和/或Al含量高于、而Si含量则低于仅仅高岭土化的母岩"，他还认为红土化作用主要存在于赤道南北各25°范围内，也即我们所说的热带和邻近回归线（23°）的亚热带范围内。根据这一定义，地表岩石通过红土化作用，Si大量淋失，Fe和/或Al相对大量集中。所谓红土，其中Fe和Al的含量是不固定的，可以以Fe为主，Al次要；也可以反过来。但也并非绝对如此，根据国外研究，在热带地区风化结果并非都形成红土化剖面，某些地区可以是Fe淋失而Si得到富集，津巴布韦和印度就有这样的例子（P. K. Banerji, 1984）。根据我们研究，某些剖面上可以看到，在红土化剖面的发育过程中，高岭土化阶段尚可观察到，这里Fe是减少的，而Al和Si则相对富集；不过纯粹由高岭土组成的风化剖面也少见，一般情况下，Fe总有残留。这在一定程度上与原岩的化学组成有关，但也可能与受到侵蚀作用的影响有关。

红土化剖面发育的有利因素首先是地区的准平原化，以及区域构造上的稳定性，同样是我国海南岛北部和雷州半岛及湛江地区，与粤西地区对比，海南北部、雷州半岛及湛江地区的玄武岩地貌上处于一种台地式的准平原阶段，海拔约100m上下，切割最深不超过50m；红土剖面发育，许多已成为铝土矿，铁铝分离明显，但在粤西，地貌上属于山区或丘陵区，红土化剖面发育就很差，铝土矿少见，主要是铁质粘土及次生石英。同样情况，福建漳浦一带铝土矿就完全产在第四纪的平台上，切割比海南北部还要浅，不仅三水铝矿发育，高岭土也极发育。这些割切不深的平台基本代表第四纪以来比较稳定的构造背景。看来，缓慢的上升运动是保证风化产物得以保留并使红土化剖面向深部发育的有利条件，浅度切割的地形也说明了这点。

但准平原化和稳定的构造背景只是红土化剖面发育的充足条件，而非必备条件。红土化强烈发育的新喀里多尼亚和东南亚（Banerji, 1984）以及南太平洋岛弧地区，在构造上均处于活动阶段，但红土化剖面仍然很发育，在印尼、菲律宾、新喀里多尼亚的火山岩地区已有发现红土型金矿床的报导（Lawrance, 1984; Ferguson, 1986）。我国西部三江地区的南部进入23°线以南，如云南墨江地区，构造上也属于活动区，这里的红土型硅酸镍矿在50年代就进行过勘探。足见重要的决定性因素还是气候，即低纬度区的炎热而干、湿交替的气候条件。

在我们的研究区内（图1—1），除闽东南部分地区外，均处于低纬度范围内，属热带—亚热带的海洋性季风气候区，高温、炎热、多雨、湿度大是主要特点。据地方气象部门统计，雷州半岛徐闻地区，年平均温度23.5℃，7月份最热，平均28.4℃，最高温度达38.8℃；1月份最冷，平均16.3℃，最低温度2.2℃；年降雨量1364mm，集中于7—8月份的雨量占全年雨量的70%；年蒸发量为1881.5mm。海南蓬莱地区，年平均气温24℃，7月最热，平均28.2℃，1月最冷，平均18.2℃，5—11月为雨季，降雨量达1551.1mm，占全年降雨量的80%以上，蒸发量为1127mm；12月—4月为旱季，降雨量442.05mm，蒸发

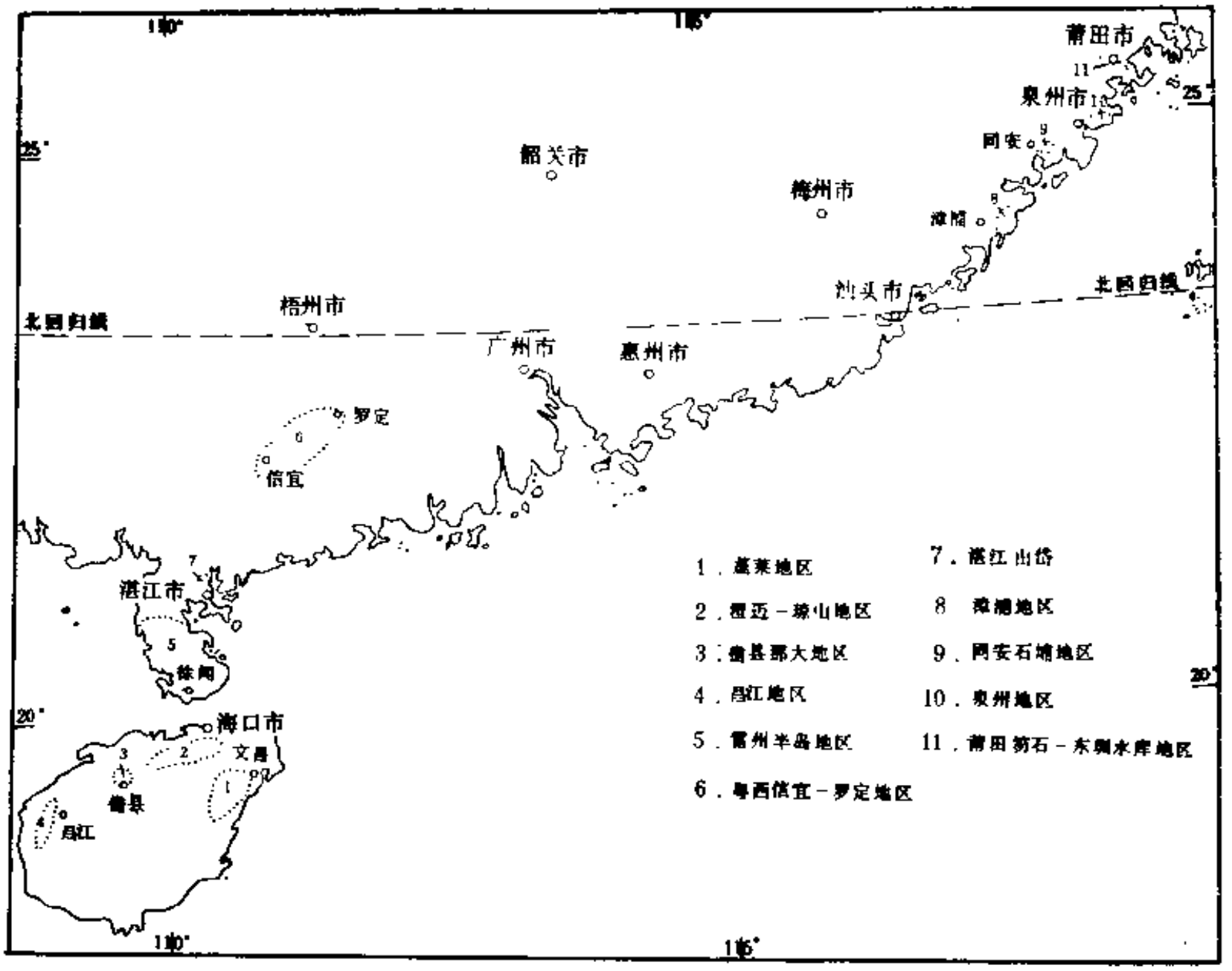


图 1—1 研究区分布简图

Fig. 1—1 Index map of the researched areas

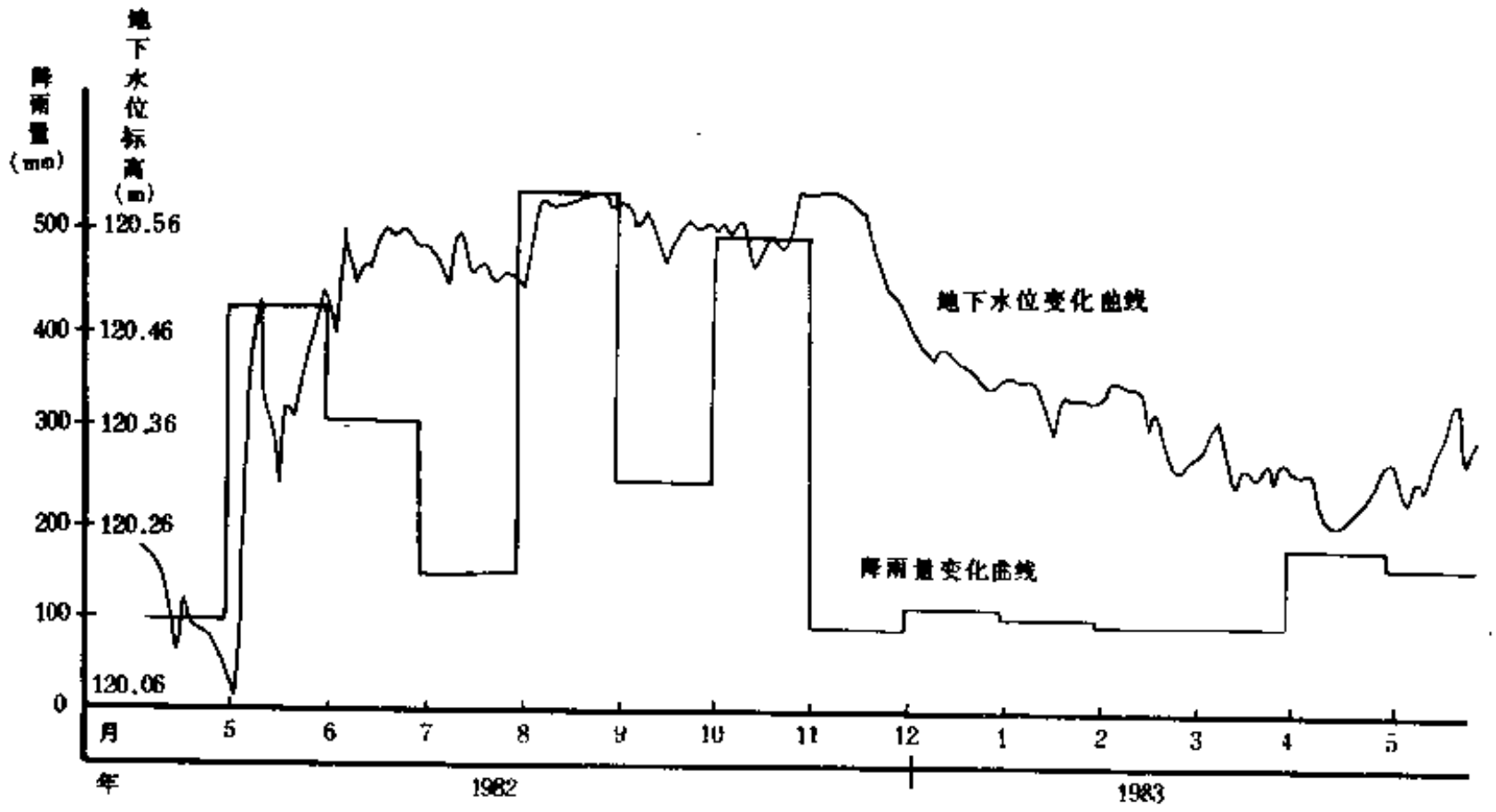


图 1—2 海南蓬莱地区降雨量与地下水位关系变化曲线图

(引自海南省地矿局，1986)

Fig. 1—2 Variation of rain-fall and the groundwater table in Penglai district, Hainan Province

量713.4mm，该地区1972—1982年的降雨量与蒸发量的变化见表1—1。降雨量与地下水位的变化见图1—2（海南省地矿局，1986）❶。闽东南地区属亚热带海洋性湿润季风气候区，年平均气温21℃左右，年降雨量为1430.9mm，雨量也集中在春、夏两季。

表 1—1 海南省蓬莱地区1972—1982年降雨量和蒸发量统计

Table 1—1 Annual rain-fall and evaporation of 1972—1982 in Penglai district,Hainan Province

年 份	降雨量（mm）	蒸发量（mm）	月 份	降雨量（mm）	蒸发量（mm）
1972	2335.0	1700.4	1	26.2	93.7
1973	2406.0	1988.0	2	27.2	95.2
1974	2361.3	1815.2	3	50.7	139.5
1975	1787.5	1898.2	4	81.7	177.3
1976	2094.2	1867.8	5	202.2	208.2
1977	1102.0	2100.0	6	273.9	195.7
1978	2042.4	1667.4	7	189.5	220.1
1979	1380.4	1832.7	8	259.7	184.0
1980	2013.3	1865.6	9	341.1	153.9
1981	2127.4	1774.9	10	274.9	146.0
1982	2473.7	1551.3	11	115.3	105.5
平均	2011.2	1819.2	12	44.6	101.5

引自海南省地矿局资料，1986。

从气候条件看，年雨量在1500—2000mm，雨量分布不均匀，全年平均温度高、湿度大，有利于岩石风化，促使SiO_2淋失，铁、铝分离，从而形成铁、铝并存的红土，或以铁为主的铁质红土，或以铝为主的铝土质红土。雨量的不均匀分布引起地下水位的变化，也导致pH值的变化，地下水的pH值在4—9范围内对某些组分的迁移和沉积最为合适。地下水位的变迁与构造上的稳定是决定红土化剖面的厚度和成熟阶段的因素。在某些场合下有机质（腐植酸及细菌）可能也对红土化剖面起一定作用，Heydeman等（1982）的研究，有一种细菌（Bacillus属）在Si与Al的淋滤中起重要作用，在我们的研究中，从红土表层的残留植物根系看，有机物起过作用是无疑的，但由于强烈的氧化作用，在剖面中未能留下明显的迹象，土壤的褪色现象也未见保留。

❶ 海南省地质矿产局，1986，海南文昌县蓬莱宝石矿区牛姆岭-新岭园矿段残坡积砂矿详查报告。

二、主要岩类红土化剖面类型及分带

在研究区内各类岩石都发育着厚度不一的风化壳，并具有一定的分层结构。由于原岩性质和矿物组成的不同，岩石和矿物的风化作用过程的阶段性也有差异，风化作用的速度也不同，因而使得风化壳类型和其特点以及各分层的矿物成分和化学成分均不尽相同。在风化剖面上，由地表向下到原岩，风化程度逐渐变弱，风化壳颜色亦由深变浅。总的看来，区内火成岩（铝硅酸盐岩）及含暗色矿物（如角闪石）较多的片岩有利于风化作用，其风化壳厚度较大，风化剖面分带明显；混合岩、石英片岩风化程度差，风化剖面分带较简单。当然剖面的发育还和原岩所在地区的地形或剥蚀速度有关。

（一）玄武岩红土化剖面类型及分带

研究区内玄武岩主要分布于海南省北部及东北部、广东省雷州半岛，在福建省也有零星出露。其形成时代从第三纪末期到第四纪，其中喷出规模最大、分布面积最广的是第四纪早更新世玄武岩，其次是中更新世及晚第三纪玄武岩。玄武岩之上普遍覆盖着一层厚度不等的红土风化壳，有的成为可供开采的铝土矿（如海南三水铝土矿、福建漳浦三水铝土矿等）和褐铁矿（如徐闻田洋、麻城、大水桥等褐铁矿、海南文昌南阳褐铁矿）。

区内玄武岩按其岩性可分橄榄玄武岩、辉斑橄榄玄武岩、拉斑玄武岩、气孔玄武岩等，但主要为橄榄玄武岩，它主要是由基性斜长石、普通辉石、镁铁橄榄石和火山玻璃组成。虽然它们的矿物组成、化学成分相同，但由于它们所处的微地形以及新构造运动的不同影响，风化剖面也就不尽相同，风化壳厚度不一。

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），海南省第四纪玄武岩风化壳属氧化系列中的红色铁质富铝风化壳。我们根据玄武岩红土化剖面的矿物组成、化学成分，将区内玄武岩风化壳划分为铁质富铝红土型和铝质富铁红土型两种类型。

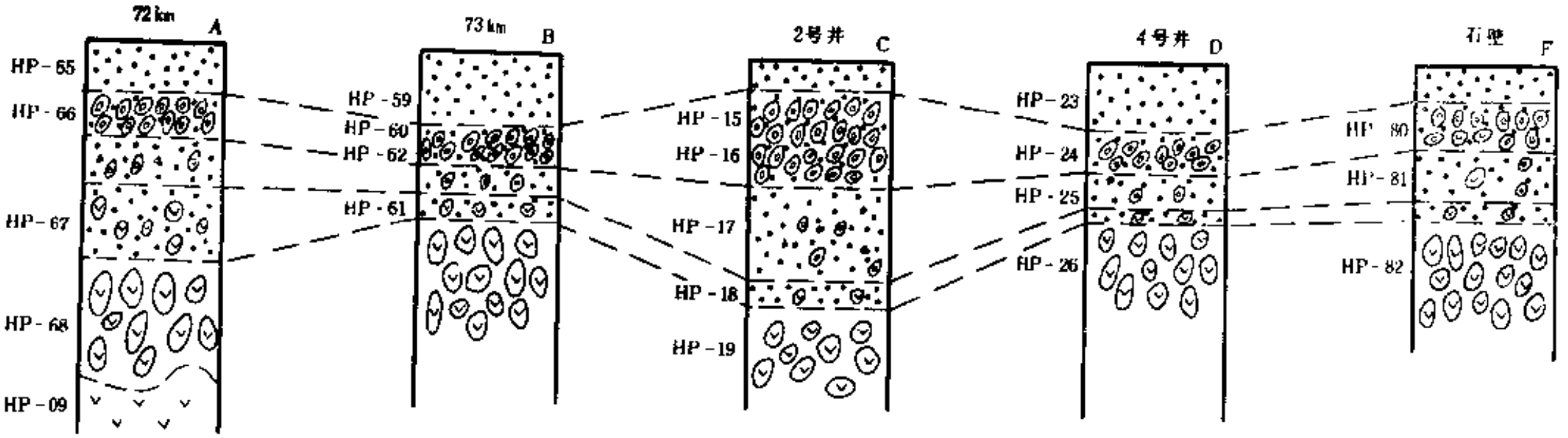
1．铁质富铝红土型

铁质富铝红土型剖面主要发育于海南省蓬莱地区、福建漳浦—龙海一带，原岩主要是晚第三纪玄武岩。风化剖面自上而下综述如下（图2—1A—E、J）：

（1）红土层　厚0.5—6m，棕红色疏松土状。主要由粘土矿物及少量褐铁矿和/或铝土矿豆石组成，并含少许石英碎屑，粘土的粘性较差。该层中有丰富的植物根系，含有机质可达 2.95%—4.63%❶。主要化学成分：SiO_2 24.36%—24.64%、Al_2O_3 24.67%—29.25%、Fe_2O_3 24.18%—24.64%。这一层的矿物成分主要是高岭石、水针铁矿，其次为三水铝石、勃姆石、赤铁矿、石英、钛铁矿等。该层在沟谷或地形相对低凹处分布较厚，而在山丘两侧较薄。经粘土矿物测定，其 pH 值为5—5.4。本层在海南蓬莱地区产有宝石级蓝刚玉和红锆石。

---

❶ 本书中的物质含量除注明者外，均为质量分数。


72 km
A
HP-65
HP-66
HP-67
HP-68
HP-09
73 km
B
HP-59
HP-60
HP-62
HP-61
2号井
C
HP-15
HP-16
HP-17
HP-18
HP-19
4号井
D
HP-23
HP-24
HP-25
HP-26
Ti壁
F
HP-80
HP-81
HP-82
海南灵山
F
L-1
L-2
L-3
L-4
L-5
徐闻海安
G
GH-12
GH-13
GH-14
GH-15
徐闻曲界
H
海康龙门水晖岑
I
GL-13
GL-14
GL 15
GL-16
GL 17
海浦牛吴山
J
Zh-6
Zh-7
Zh-8
Zh-9
Zh-10

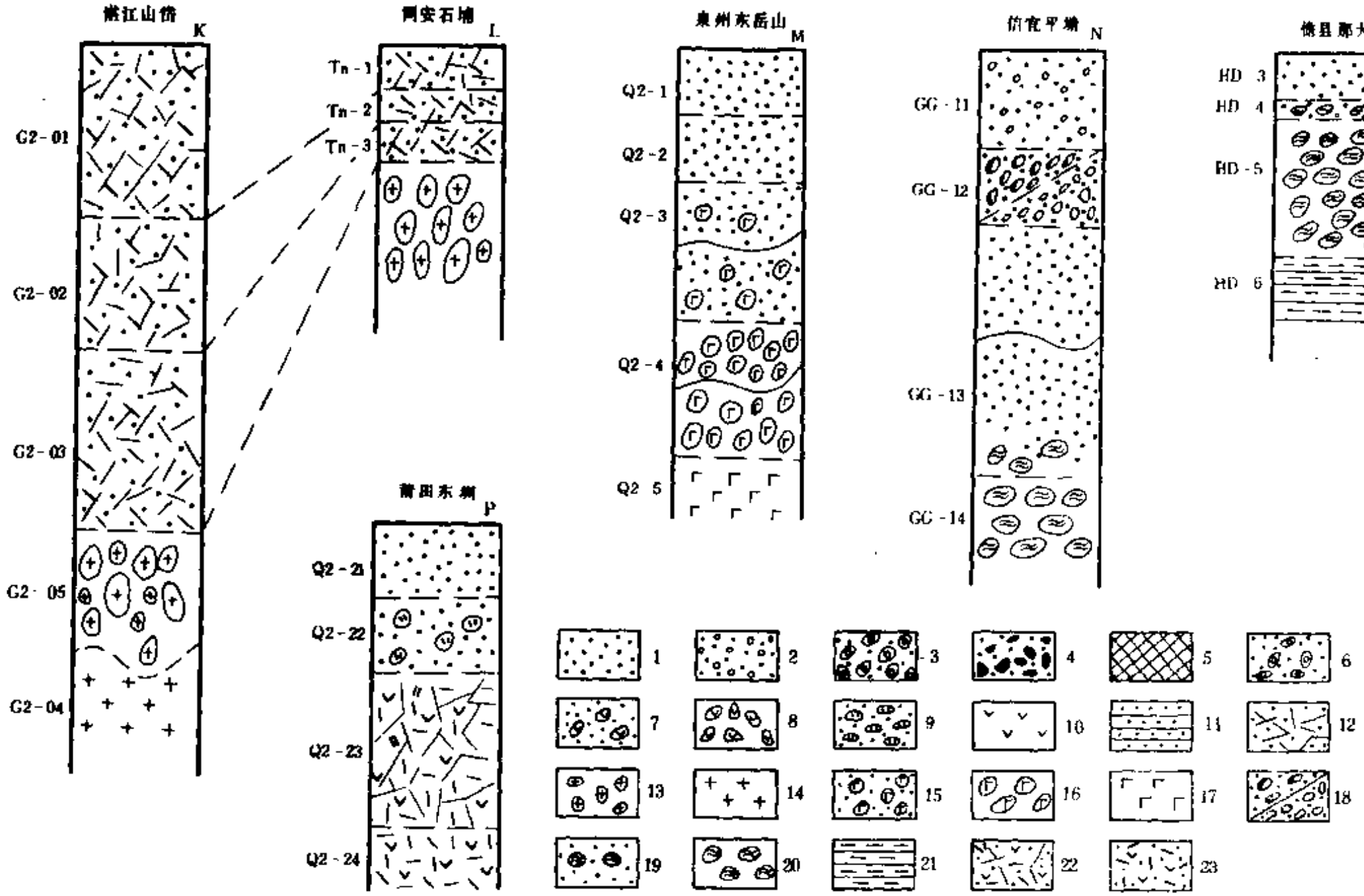


图 2—1 主要岩类若干风化壳示意剖面图

A—J：玄武岩风化壳剖面，其中A—D为莫莱地区；K—L：花岗岩风化壳剖面；M：辉长岩风化壳剖面；N—O：变质岩风化壳剖面；P：中生代火山岩风化壳剖面。

1—红土；2—砂质红土；3—铝土矿；4—结核状、豆石状褐铁矿；5—褐铁矿层；6—含铝、铁结核粘土；7—含风化玄武岩残块粘土；8—风化玄武岩；9—风化砂岩；10—玄武岩；11—砂岩；12—红色、杂色高岭土(粘土)；13—风化花岗岩；14—花岗岩；15—含风化辉长岩残块粘土；16—风化辉长岩；17—辉长岩；18—含粘土铁锰质结核/含粘土石英碎屑；19—含风化变质岩残块粘土；20—风化变质岩；21—变质岩；22—高岭土化火山岩；23—火山岩

Fig. 2—1 Schematic weathering profiles of different kinds of parent rocks

A—J: basalt weathering profiles K—L: granite weathering profiles M: gabbro weathering profile N—O: weathering profiles from metamorphic rocks P: weathering profile from Mesozoic volcanic rocks

（2）结核状粘土质铝土矿层　厚0.2—3m，灰黄一桔黄色，主要有0.5—3 cm以上的铝土矿结核和红色粘土组成，在该层局部顶部见有较多褐铁矿块分布，多呈豆粒状，有时可形成褐铁矿硬壳。在冲沟两侧或低洼平坦的地方，往往可见到铝土矿层被褐铁矿团块或结核层所代替。主要化学成分：$SiO_2$11.42%—14.96%、$Al_2O_3$29.62%—35.93%、$Fe_2O_3$25.63%—35.44%。该层主要有三水铝石、高岭石、针铁矿及少量赤铁矿、钛铁矿、伊丁石等组成。经粘土矿物测定，其pH值为4.7—5.6。在蓬莱地区该层为蓝宝石的主要赋矿层位。

（3）含结核粘土层　厚0.5—4m，呈褐黄色、桔黄色及淡棕红色等，通常见有韵律构造。结核（和豆石）约占5%—20%，主要为铝土矿、褐铁矿结核及风化玄武岩残块。在多数剖面中，豆粒状褐铁矿多分布于该层的上部，局部可形成豆粒状褐铁矿层；风化玄武岩残块往往分布于该层下部，并见有球粒铝土矿，其环带状构造明显。主要化学成分：$SiO_2$16.78%—28.97%、$Al_2O_3$22.42%—28.56%、$Fe_2O_3$22.13%—41.41%。该层主要矿物成分为高岭石、水针铁矿、石英碎屑，其次是三水铝石、赤铁矿、绿泥石、水云母、钛铁矿等。含有机质为0.3%—0.7%。粘土矿物测定的pH值为5.4—6。

（4）风化玄武岩层（腐泥岩层）　厚2—20m，呈灰一灰白、褐黄色。主要为大小不等的球状风化玄武岩组成。球体呈次圆到扁平状，其直径为10—40 cm以上，具同心环带构造，原岩的岩石结构构造基本保存，局部出现较多的三水铝石（如漳浦地区）。汪存松等（1983）曾对海南蓬莱和博厚地区玄武岩风化球进行详细研究，结果认为“岩石内最先受到风化的是气孔充填物绿泥石，铁质析出，绿泥石为蒙脱石所替代。同时辉石褪色，橄榄石和部分辉石开始被铁的氢氧化物替代。随后，拉长石被水铝英石交代，辉石进一步褪色或被水铝英石交代，橄榄石和部分辉石完仝被铁的氢氧化物代替”。当“铁质富集明显加强，原始矿物变成多水高岭石为主的粘土矿物和三水铝石”。该层主要化学成分：SiO_2 16.54%—29.45%、$Al_2O_3$18.71%—30.15%、$Fe_2O_3$20.46%—48.39%。其主要矿物有高岭石、水铝英石，其次水针铁矿、赤铁矿、蒙脱石、三水铝石、绿泥石、暗色矿物水解形成的石英（次生石英）等组成。pH值为6.7—7.5。

（5）新鲜玄武岩　灰黑色，致密坚硬。上部微弱风化，表面具铁锈斑点。

2. 铝质富铁红土型

铝质富铁红土型风化壳主要发育于海南省北部及广东省雷州半岛，玄武岩多属第四纪。风化剖面自上而下综述如下（图2—1F—I）：

（1）红土层　厚0.3—3m，呈棕红色，土状疏松，多为残坡积，植物根系发育。粘土中含少量褐铁矿团块及石英碎屑。该层主要化学成分：SiO_2 18.25%—49.78%、Al_2O_3 22.94%—27.49%、$Fe_2O_3$12.07%—21.14%、TiO_2 2.70%—3.97%；矿物组成主要为高岭石、水针铁矿，并有少量赤铁矿、三水铝石、石英、钛铁矿等。经粘土测定，pH值为5.5—6。

（2）豆粒状或结核状褐铁矿层　厚0.3—1m，最大厚度达20m，褐黑—黄褐色，疏松多孔。由豆粒状或结核状褐铁矿和铁质粘土组成。化学成分：SiO_2 13.3%—28.87%、$Al_2O_3$14.88%—21.26%、$Fe_2O_3$37.17%—53.47%。该层矿物组成以水针铁矿、针铁矿、高岭石为主，其次是三水铝石、石英碎屑、赤铁矿、蒙脱石等。pH值为4—4.5。

（3）含粘土铁、铝质结核层　厚0.3—2.5 m，棕红色、黄褐色，主要由粘土矿物及

褐铁矿和铝土矿结核、姜结石（或豆粒）组成。褐铁矿结核中含有暗色矿物水解生成的次生石英，铝土矿结核具较明显的残余结构。该层主要化学成分$SiO_2$19.33%—41.83%、Al_2O_3 14.91%—18.46%、Fe_2O_3 30.15%—44.89%；矿物组成主要是水针铁矿、针铁矿，其次为高岭石、三水铝石等。pH值为5左右。

（4）含结核粘土层　厚0.8—4m，棕红—桔黄—黄褐色，主要是粘土和少量风化玄武岩残块及铝土矿、褐铁矿结核组成。风化玄武岩残块呈杂色，由针铁矿、高岭石、三水铝石以及水解生成的不规则石英等组成。该层主要化学成分：SiO_2 25.31%—30.61%、$Al_2O_3$21.15%—25.62%、$Fe_2O_3$26.47%—34.55%；矿物成分主要是高岭石、针铁矿，其次是三水铝石、水针铁矿、赤铁矿、绿泥石、石英等。pH值为5.5—6。

（5）风化玄武岩层（腐泥岩层）　厚2—6m以上，浅绿色、灰色、褐黄色，多数具球状体，原岩结构保留。主要化学成分：$SiO_2$29.45%—34.02%、Al_2O_3 26.61%—30.15%、$Fe_2O_3$19.61%—29.34%；矿物组成以高岭石、多水高岭石、蒙脱石为主，其次或少量是三水铝石、针铁矿、赤铁矿、石英、钛铁矿、长石等。pH值为6—7.2。

（6）新鲜玄武岩

区内玄武岩风化岩风化剖面中各层（带）的矿物组成经显微镜鉴定以及差热分析、X射线衍射研究结果列入表2—1、图2—2、2—3、2—4、2—5。

从上述玄武岩风化壳剖面综述中可以看出：

① 铁质富铝红土型与铝质富铁红土型的区别主要表现为前者发育铝土矿层，而后者具有明显的团块状、结核状或豆粒状褐铁矿层。这主要是它们处于风化过程中的不同阶段

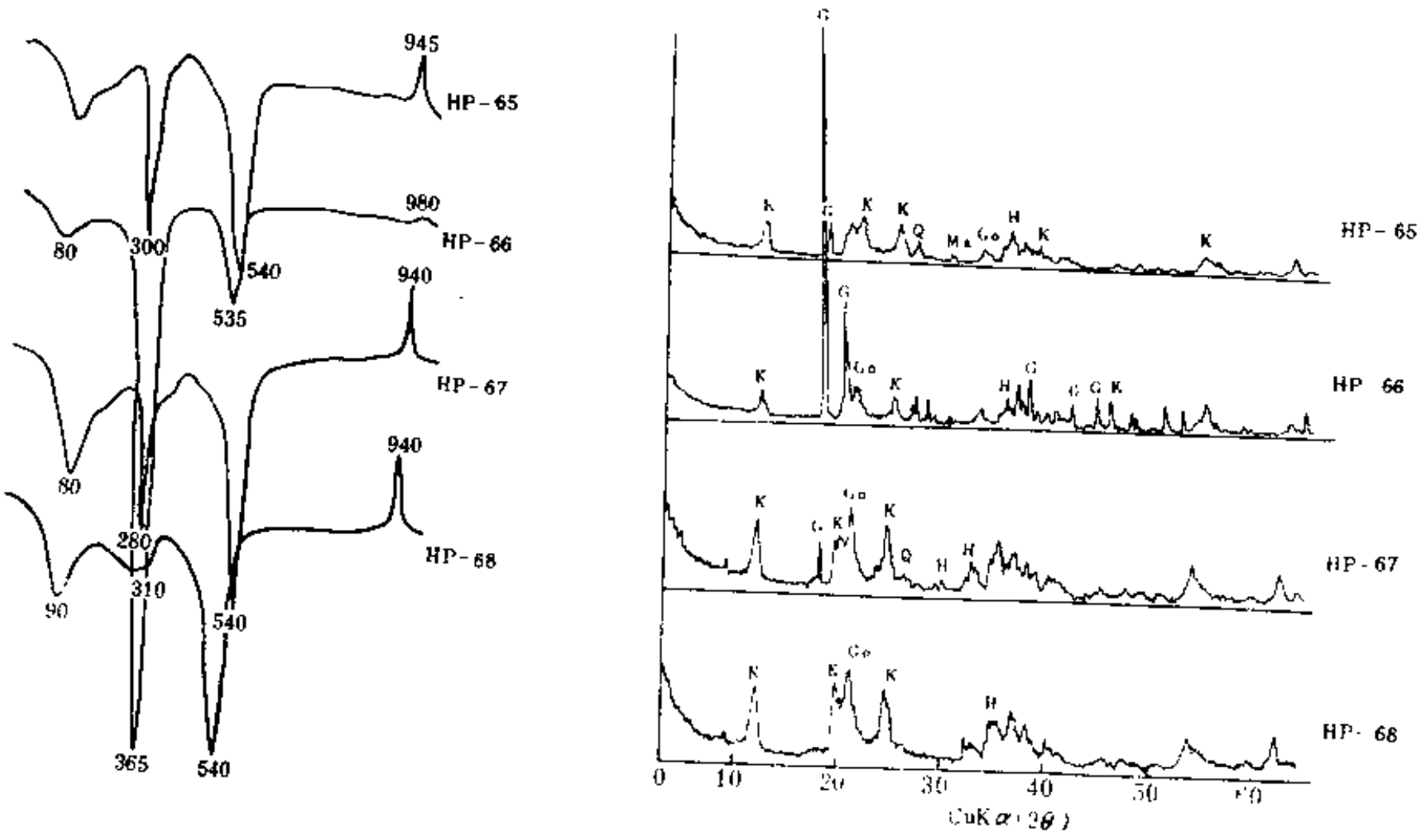


图 2—2　海南蓬莱玄武岩红土化剖面的差热曲线和X射线衍射曲线

Fig. 2—2　Differential thermal analyses and X-ray diffration curves of lateritic profile of basalts in Penglai, Hainan Province

K—高岭石；M—蒙脱石；S—水云母；G—三水铝石；D—一水硬铝石；B—勃姆石；H—赤铁矿；Go—针铁矿；Q—石英；T—滑石；P—斜长石；Ho—角闪石；Ma—磁铁矿

表 2—1 研究区各类岩石风化壳类型及分带

Table 2—1 Types of weathering profiles of various lithology of parent rocks and their zonation in the researched areas

岩石名称	剖面位置	类型	剖面分层	风化程度	地球化学带	主要矿物	次要及少量矿物
玄武岩	海南蓬莱	含铁富铝红土	红土层	强风化	氧化-残留带	高岭石、水针铁矿	三水铝石、勃姆石、赤铁矿、石英、钛铁矿
			结核状粘土质铝土矿层	强风化	水解带	三水铝石、高岭石	针铁矿、赤铁矿、磁铁矿、伊丁石
			含结核粘土层	风　化	水解带	高岭石、水针铁矿	三水铝石、赤铁矿、钛铁矿、磁铁矿、石英、绿泥石
			风　化玄武岩	半风化	淋滤带	高岭石	水针铁矿、赤铁矿、三水铝石、勃姆石、钛铁矿、磁铁矿
			新　鲜玄武岩	母　岩		拉长石、普通辉石、橄榄石	磁铁矿、绿泥石、方解石等
	海南灵山	铝质富铁红土	红土层	强风化	氧化-残留带	高岭石、针铁矿	三水铝石、水针铁矿、赤铁矿、石英
			含铁铝质结核粘土层	强风化	氧化-水解带	高岭石、针铁矿	赤铁矿、三水铝石、石英、钛铁矿
			强风化玄武岩	风　化	水解带	高岭石	赤铁矿、针铁矿、石英、滑石、钛铁矿
			弱风化玄武岩	半风化	淋滤带	铁蒙脱石、长石	高岭石、滑石、石英、钛铁矿等
	徐闻海安	铝质富铁红土	红土层	强风化		高岭石、水针铁矿	三水铝石、赤铁矿、石英、钛铁矿
			褐铁矿层	强风化	氧化-残留带	针铁矿、水针铁矿	高岭石、三水铝石、赤铁矿、钛铁矿
			含粘土铁铝质结核层	（强）风化	水解带	水针铁矿、针铁矿	高岭石、三水铝石
			含结核粘土层	风　化	水解带	高岭石	三水铝石、针铁矿、水针铁矿、石英、绿泥石、钛铁矿
			风　化玄武岩	半风化	淋滤带	多水高岭石	三水铝石、针铁矿、石英方解石等

续表

岩石名称	剖面位置	类　型	剖面分层	风化程度	地球化学带	主要矿物	次要及少量矿物
玄武岩	漳浦东吴山	含铁富铝红土	红土层	强风化	氧化-残留带	高岭石、针铁矿	三水铝石、赤铁矿
			豆粒状、铝土矿层	强风化	水解带	三水铝石	高岭石、赤铁矿、针铁矿、勃姆石、伊利石
			红　色粘土层	风　化	水解带	高岭石、(水)针铁矿、石英	赤铁矿、三水铝石、水云母
			风　化玄武岩	半风化	淋滤带	高岭石	赤铁矿
			高岭土化砂岩(佛坛层)	弱风化	淋滤带	石英、高岭石	水云母、蒙脱石、赤铁矿
			风化砂岩(佛坛层)	弱风化	(水合带)	石英、高岭石	水云母、赤铁矿、长石碎屑
辉长岩	泉州东岳山	硅铝质粘土	红土层	强风化	水解带	高岭石、多水高岭石	赤铁矿、蒙脱石、石英、钛土矿、锐石
			杂　色粘土层	强风化	水解带	高岭石	蒙脱石、赤铁矿、水云母、石英
			含风化辉长岩残块的浅绿色粘土层	风　化	水解-淋滤带	高岭石、蒙脱石	绿泥石、绿脱石、石英、滑石、角闪石
			绿　色粘土层	半风化	淋滤带	高岭石、蒙脱石	绿泥石、绿脱石、角闪石、长石等
			辉长岩	母　岩		斜长石、普通角闪石	黑云母、辉石、磁铁矿等
花岗岩	同安洪塘埔石	硅铝质粘土	红　色粘土层	风　化	水解带	高岭石、石英	蒙脱石、赤铁矿、长石残骸
			杂　色粘土层	风　化	水解带	高岭石、石英	蒙脱石、水云母、埃洛石、赤铁矿
			高岭土化风化花岗岩	半风化	淋滤带	高岭石、石英	蒙脱石、水云母、长石残骸
			风　化花岗岩	半风化	淋滤带	石英、绢云母高岭石	水云母、赤铁矿、蒙脱石、长石

续表

岩石名称	剖面位置	类　型	剖面分层	风化程度	地球化学带	主要矿物	次要及少量矿物
中生代火山岩	莆田东圳水库北岸	硅铝质粘土	红　色粘土层	风　化	水解带	石英碎屑、高岭石	蒙脱石、赤铁矿
			含风化火山岩残块的粘土层	（半）风化	水解-淋滤带	石英、高岭石	水云母、针铁矿
			高岭土化火山岩	弱风化	淋滤带	石　英	高岭石、水云母
	永春大丘头	硅铝质粘土	白色、灰白色粘土层	风　化	水解带	高岭石	埃洛石、伊利石、石英
			含风化火山岩残块的灰白色、白色粘土层	半风化	水解-淋滤带	埃洛石、伊利石	高岭石、蒙脱石、石英、长石残骸
			高岭土化火山岩	弱风化	淋滤带		高岭石、绢云母
前寒武纪变质岩	信宜平坟	硅铝质粘土	砂　质红土层	风　化	水解带	石英、云母	赤铁矿、高岭石、长石碎屑
			含石英的粘土层	风　化	水解带	石英、云母	赤铁矿、高岭石、长石碎屑
			风　化变质岩	半风化	淋滤带	石英、云母、高岭石	赤铁矿、滑石？
	海南儋县那大	硅铝质粘土	红土层	风　化	水解带	石英、高岭石	三水铝石、硬水铝石、水云母、水黑云母、长石碎屑
			含粘土风化残余团块层	风　化	水解带	石英、高岭石	三水铝石、硬水铝石、赤铁矿
			风　化变质岩	半风化	淋滤带	高岭石、石英、水黑云母	三水铝石、硬水铝石、赤铁矿、滑石、长石、角闪石等
			石英角闪片岩云母石英片岩	母　岩			

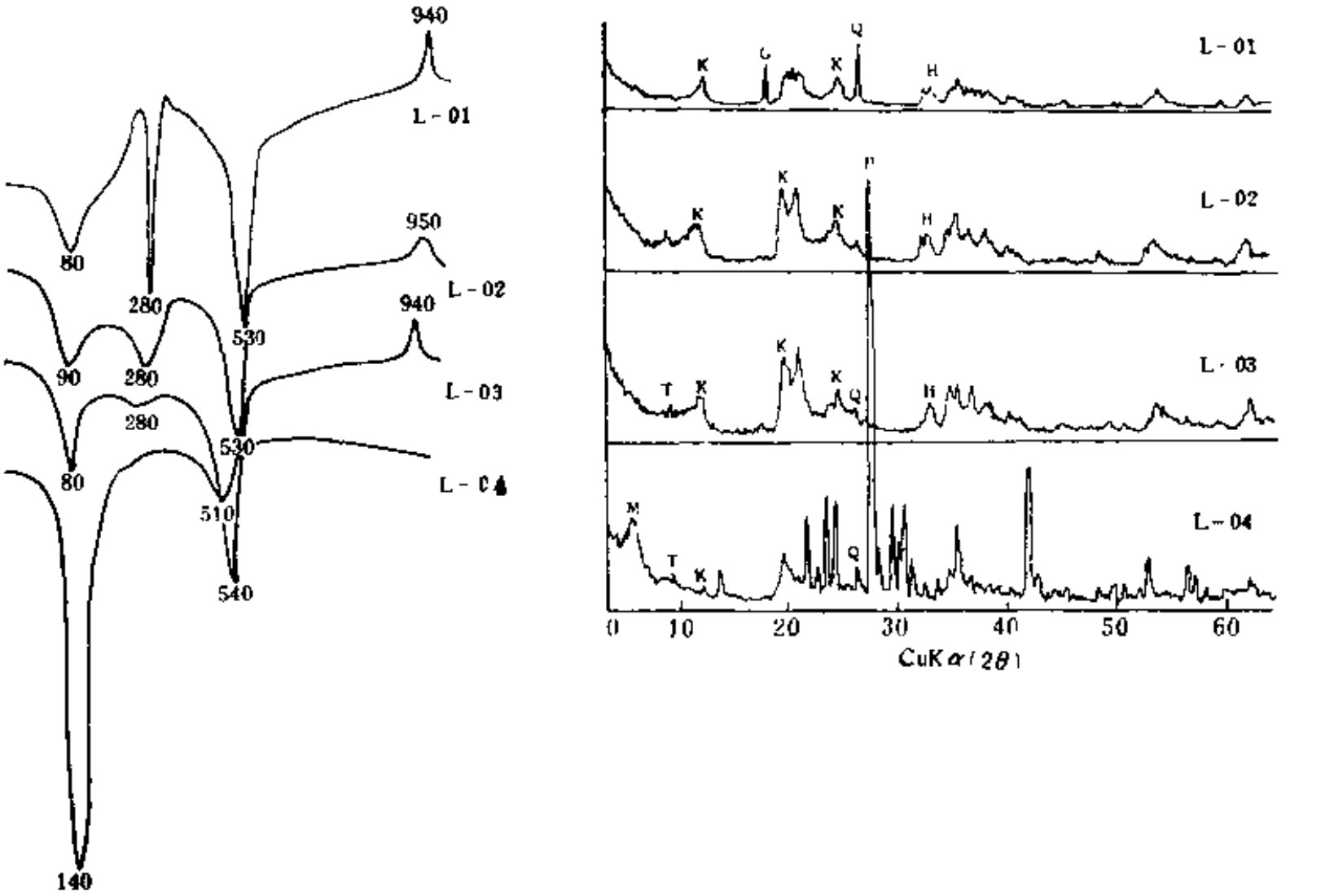


图 2—3 海南灵山玄武岩红土化剖面的差热曲线和X射线衍射曲线
(图例同上)

Fig. 2—3 Differential thermal anlyses and X-ray diffraction curves of lateritic profile of basalts in Lingshan, Hainan Province

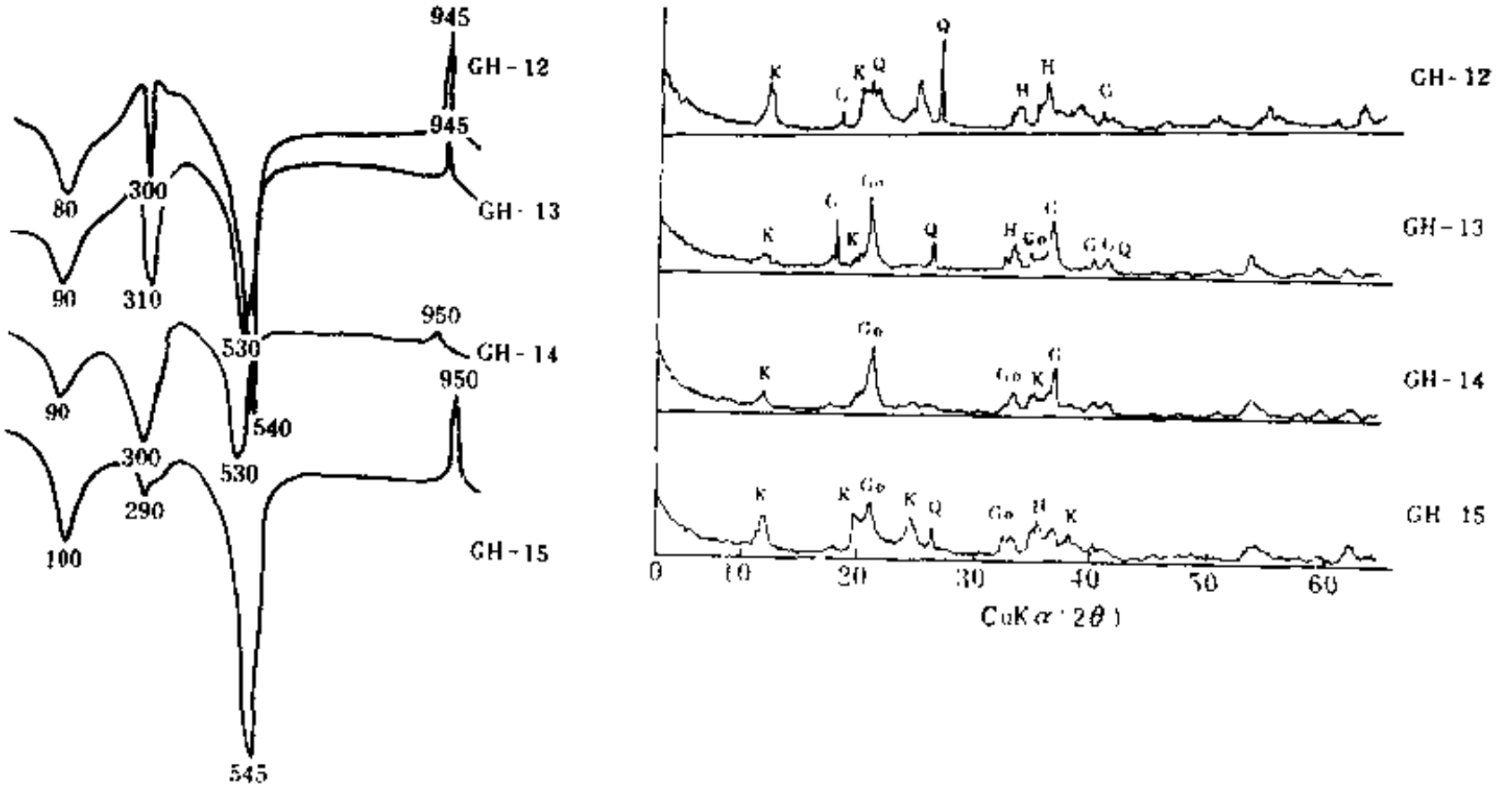


图 2—4 徐闻海安玄武岩红土化剖面的差热曲线和X射线衍射曲线

Fig. 2—4 Differential thermal analyses and X-ray deffraction curves of lateritic profile of basalts in Hai'an, Xuwen county, Guangdong Province

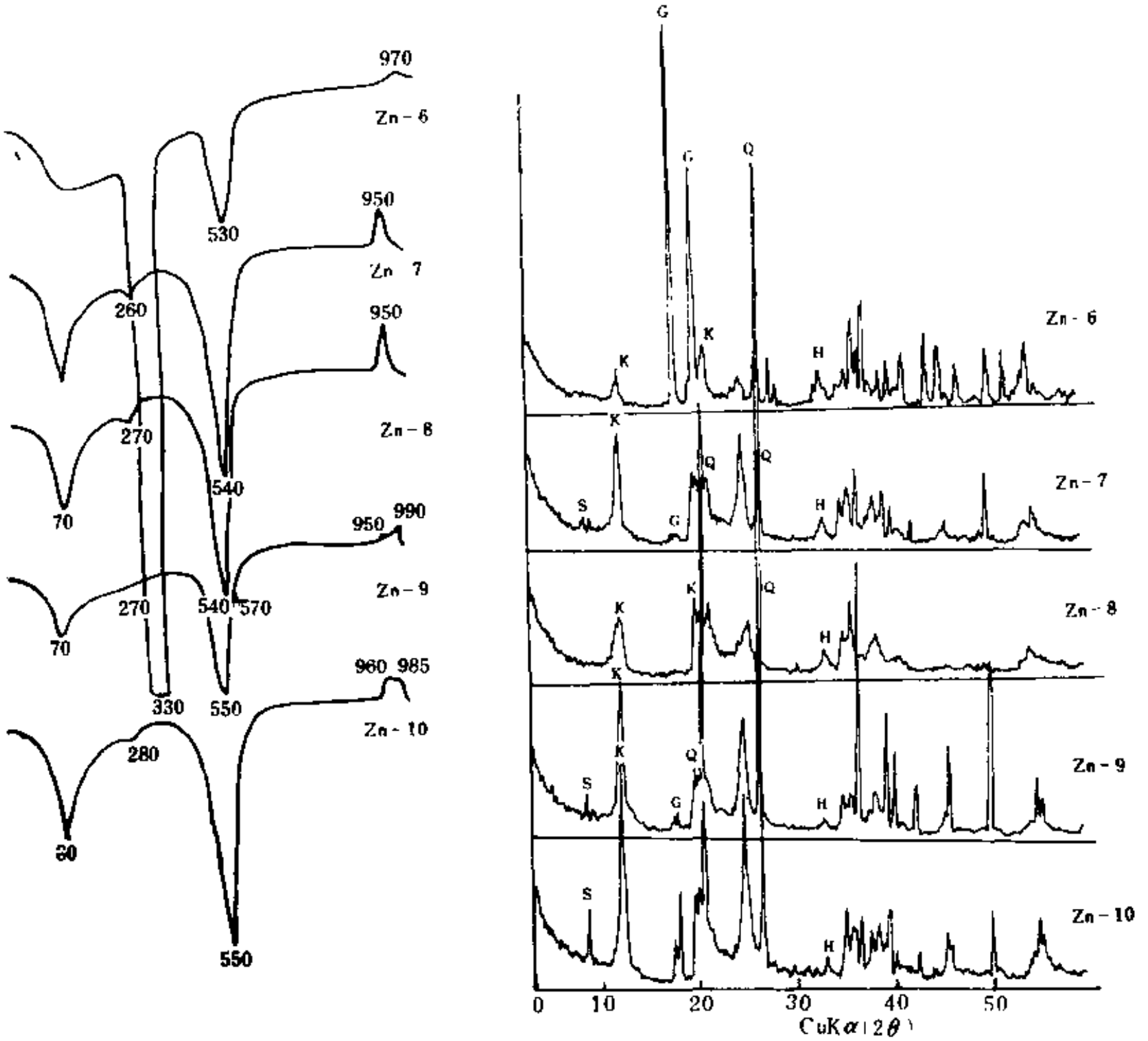


图 2—5　漳浦东吴山玄武岩红土化剖面的差热曲线和X射线衍射曲线

（图例同上）

Fig. 2—5　Differential thermal analyses and X-ray diffraction curves of lateritic profile of balsalts in Dongwushan, Zhangpu County, Fujian Province

所致，亦可能与微地形变化、排水条件等有关。

② 在一个完整的风化剖面中，褐铁矿层或含褐铁矿团块、结核（或豆粒）的红土层一般都位于剖面的上部，铝土矿层或含铝土矿粘土层一般都处于褐铁矿层之下，这表明在剖面上铁比铝析出要快。

③ 从风化剖面底部的风化玄武岩（腐泥岩）到顶部的红土层，随着风化作用的加强，原岩结构由基本保存逐渐变为完全消失，颜色由浅变深，pH 值由中性、弱碱性逐渐转变为弱酸性、酸性。

④ 在红土风化壳中，SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3三者的含量占73%—84%。因此，风化壳地球化学性质在很大程度上取决于它们含量的多少及其相互比例关系。将玄武岩红土风化壳的化学成分SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3投影在W. Schellmann（1981）拟定的三角形图解中（图2—6）。可以看出，粘土基本上发育于弱—中等红土化阶段，铝土矿主要形成于弱红土化

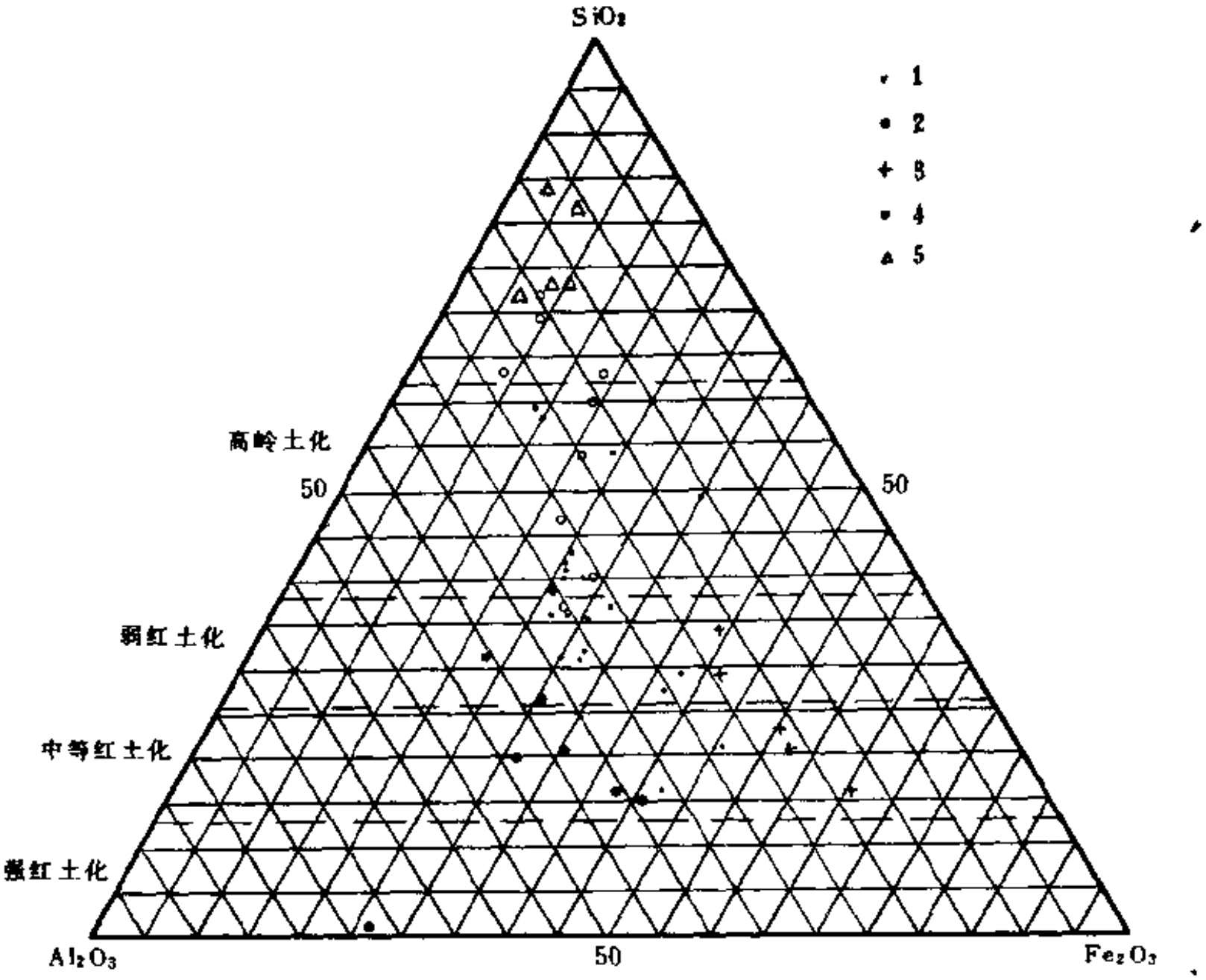


图 2—6 雷琼地区及漳浦地区玄武岩风化壳SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3三角图解
（据W. Schellmann, 1981）

Fig. 2—6 SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3 three component diagram of the basalt wethering profiles in Leizhou peninsula-Hainan and Zhangpu area (After Schellmann, 1981)

1—红土、粘土；2—铝土矿；3—褐铁矿；4—风化玄武岩；5—新鲜玄武岩

到中等红土化阶段，褐铁矿层或以褐铁矿砾块（或豆粒）为主的红土层发育于中等红土化阶段，风化玄武岩主要处于高岭土化阶段，也即初始红土化阶段。从图中还可以看出，玄武岩的红土化作用经历了粘土（高岭土）化、铝土矿化、褐铁矿化三个阶段，它们之间呈过渡关系。

（二）辉长岩红土化剖面类型及分带

本次工作主要对泉州东岳山、桃花山及莆田岱前山辉长岩风化剖面进行了调研。东岳山、岱前山为角闪辉长岩，矿物组分主要为斜长石（45%—55%）、普通角闪石（40%左右），其次有少量辉石、磁铁矿、钛铁矿等；桃花山辉长岩，主要由斜长石、普通辉石，其次是少量的普通角闪石、黑云母、磁铁矿、钛铁矿等组成。

辉长岩红土风化剖面（以东岳山为例）自上而下可分为（图2—2M）：

（1）红土层　厚1—6m，砖红色，粘性大，原岩结构无保留，在顶部多见蜂窝状褐铁矿，主要由粘土矿物及少量铁质结核组成，主要化学成分：$SiO_2$38.18%、$Al_2O_3$29.96%、$Fe_2O_3$14.44%。该层矿物组成主要为高岭石、多水高岭石，其次是赤铁矿、蒙脱石以及少

量钴土矿、赭石和石英碎屑等。

（2）杂色粘土层　厚1—7m，黄褐色、灰白色、肉红色、淡紫色，局部原岩结构尚可见。该层主要化学成分：SiO_2 38.61%、$Al_2O_3$29.31%、$Fe_2O_3$15.63%，粘土矿物主要为高岭石、多水高岭石，其次为蒙脱石、绿泥石以及赤铁矿、石英等。

（3）绿色粘土层　厚10—24m，可分为上下两个亚层。上亚层为灰白色、淡绿色，含较少风化辉长岩残块；下亚层主要呈灰绿色、暗绿色，具较多风化辉长岩残块，普遍保留原岩结构。该层主要化学成分：$SiO_2$44.13%、$Al_2O_3$27.57%、$Fe_2O_3$8.59%；矿物成分主要是高岭石、蒙脱石，其次为绿泥石、绿脱石，以及少量角闪石、透闪石、长石等。

（4）风化辉长岩　厚度可达35m以上，部分为风化球状体组成，原岩结构清楚。粘土矿物主要是蒙脱石、高岭石、绿脱石。

（5）新鲜辉长岩

据区内辉长岩风化壳的矿物成分来看，辉长岩风化壳主要发育到高岭土化阶段，结合化学成分判断，区内辉长岩风化壳属硅铝质粘土型。

辉长岩风化壳各层矿物成分见表2—1，图2—7。

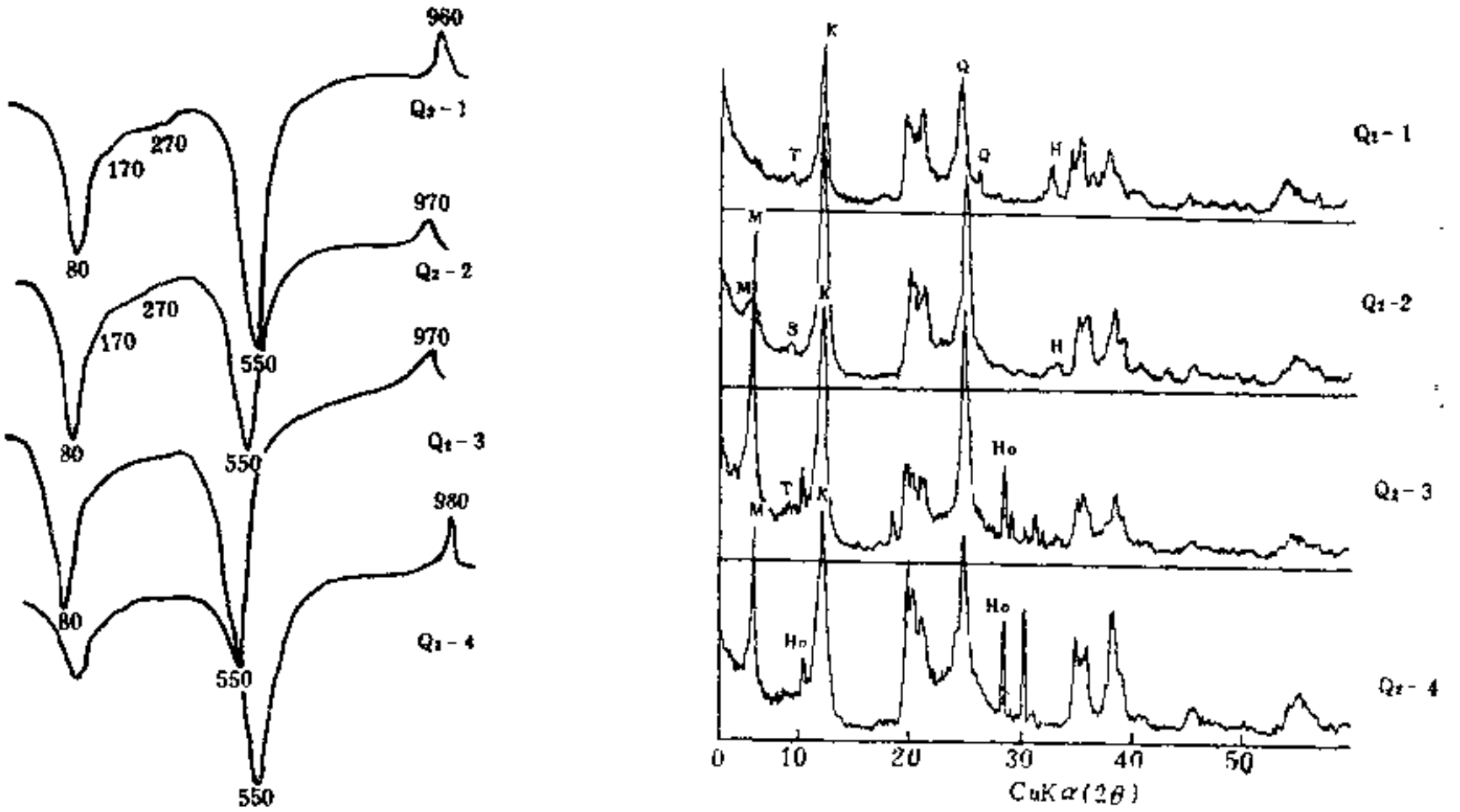


图 2—7　泉州东岳山辉长岩红土风化剖面的差热曲线和X射线衍射曲线

Fig. 2—7　Differential thermal analyses and X-ray diffraction curves of profile of gabbro in Dongyueshan, Quanzhou, Fujian Province

（三）花岗岩红土化剖面类型及分带

研究区广泛出露中生代花岗岩类，地表和近地表部分普遍遭受风化淋滤作用，形成厚度不一的以高岭石族矿物为主的粘土层，有的形成风化型高岭石矿床，另外在有些花岗岩体的风化壳中还形成离子吸附型稀土矿。风化壳属硅铝质粘土型。

1．花岗岩风化剖面

以湛江山岱、同安埔石为例，自上而下分为（图2—1K）：

（1）花斑状高岭土层　厚0.5—7m，褐红、褐色为主，夹斑杂灰白色，土状，疏松，粘性大，植物根系发育。主要有粘土矿物及少量石英碎屑等组成，在该层的顶部局部地段尚有以粗细不一的石英碎屑为主构成的硬壳，厚度一般为0.2—0.5 m。该层主要化学成分：$SiO_2$80.67%、$Al_2O_3$10.41%、$Fe_2O_3$3.16%，矿物成分以高岭石、石英为主，其次是蒙脱石、赤铁矿、水云母等。pH值为5.5—6。

（2）杂色高岭土层　最大厚度可达35m，呈白色、米黄色、淡黄色、红色等，土状疏松，粘性大。主要化学成分：$SiO_2$74.88%、$Al_2O_3$15.37%、$Fe_2O_3$2.45%。矿物成分以高岭石、石英为主，次之是蒙脱石、埃洛石、水云母、赤铁矿等。pH值为5左右。

（3）白色高岭土层或高岭土化风化花岗岩　厚10—15m，主要呈灰白色，夹褐黄色，含原岩残留体，原岩结构基本可见。主要化学成分：$SiO_2$65.86%、$Al_2O_3$22.69%、Fe_2O_3 0.82%。矿物成分以高岭石、石英为主，其次是蒙脱石、埃洛石、水云母，以及长石残晶等。pH值为4.5—5。

（4）（半）风化花岗岩　岩石风化呈砂状，少量泥化。砂粒主要由石英及长石风化碎裂砂组成，暗色矿物中的铁镁质风化淋失，黑云母转变为白云母，水云母残存下来。

（5）新鲜花岗岩

各层的矿物组分见表2—1，图2—8。

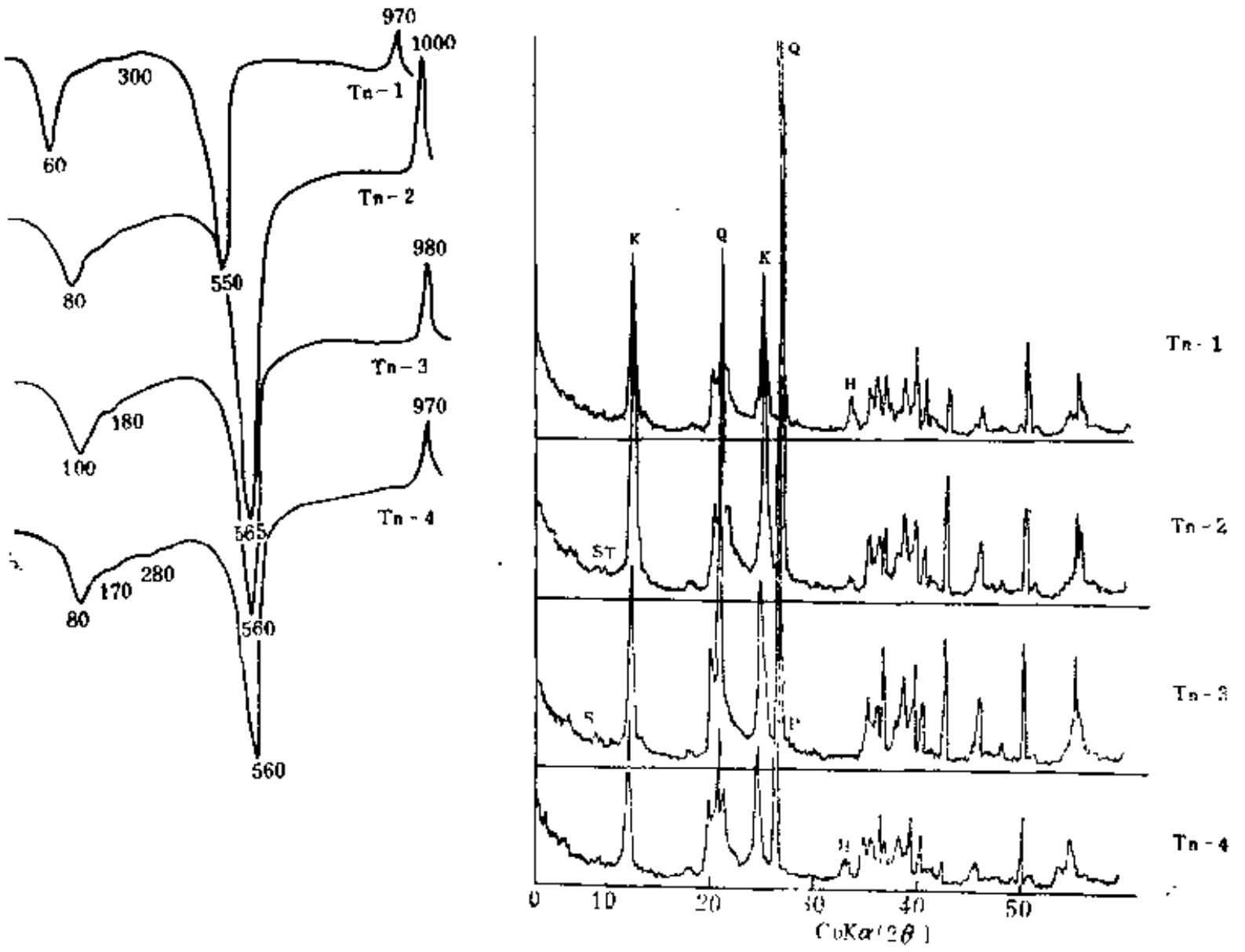


图 2—8　同安埔石花岗岩红土化剖面的差热曲线和X射线衍射曲线

Fig. 2—8 Differential thermal analyses and X-ray deffraction curves of lateritic profile of Granite in Pushi, Tong'an, Fujian

2. 花岗斑岩风化剖面

以南安芸溪为例[1]，自上而下：

（1）白色、灰白色松散高岭土层　厚1—3m，原岩结构无保留，偶见长石残骸。粘土矿物高岭石占主要，次为石英，埃洛石、水云母少量。主要化学成分SiO_2 74.59%、$Al_2O_3$15.80%、$TFe_2O_3$0.88%。

（2）灰白色略带肉红色块状残斑高岭土层　厚3—6 m，原岩结构清楚，主要粘土矿物为水云母，次为埃洛石；非粘土矿物为石英、长石残晶，以及微量黄铁矿。主要化学成分$SiO_2$71.75%、$Al_2O_3$16.06%、$TFe_2O_3$0.90%。

（3）高岭土化原岩层（风化花岗斑岩）　厚5—8m，斑状结构，主要由石英、长石，以及少量水云母、高岭石、埃洛石、黄铁石等组成。主要化学成分：$SiO_2$76.40%、Al_2O_3 13.15%、$TFe_2O_3$2.40%。

（4）花岗斑岩

（四）中生代火山岩红土化剖面类型及分带

中国东南大陆沿海浙、闽、粤三省，广泛分布着中生代火山岩，沿海岸线展布长达1200km，占浙、闽两省基岩面积约80%—90%，并向内侧江西省延伸达500km左右，火山岩总面积约15万 km^2。火山岩的喷发时代主要为晚侏罗世—早白垩世，岩性以酸性流纹岩、熔结凝灰岩等为主。区内中生代火山岩在低山丘陵或冲沟可见以高岭石族矿物为主的、厚度不一的风化壳，风化高岭石有的可形成中—大型矿床。风化壳类型属硅铝质粘土型。

火山岩红土化剖面（以莆田东圳水库北岸和永春大丘头[2]为例），自上而下综述如下（图2—1P）：

（1）红色粘土层　厚0.5—1m，褐红色，土状疏松，含少量石英碎屑，粘土矿物主要是高岭石，其次蒙脱石；非粘土矿物为石英、赤铁矿、针铁矿。主要化学成分：SiO_2 38.52%、$Al_2O_3$15.27%、$Fe_2O_3$33.06%。

（2）杂色粘土层　厚1—30m，白色、灰白色、褐红色等，松散土状，原岩结构无保留。粘土矿物以高岭石为主，埃洛石、伊丁石、水云母次之；非粘土矿物为石英残晶、针铁矿。主要化学成分：$SiO_2$75.39%、$Al_2O_3$15.88%、$TFe_2O_3$1.1%。

（3）含风化火山岩残块的灰白色、浅绿色粘土层　厚 2—14 m，原岩结构尚保留，多数长石为粘土矿物替代，但仍保存长石外形，并见有长石残骸。粘土矿物主要是埃洛石、伊利石，其次是高岭石、蒙脱石；非粘土矿物主要是石英及少量长石残晶。主要化学成分：$SiO_2$76.09%、$Al_2O_3$18.65%、$Fe_2O_3$2.44%。

（4）高岭土化火山岩　厚 5—10 m，原岩结构清楚，粘土矿物为少量高岭石、水云母。主要化学成分：$SiO_2$74.86—76.40%、$Al_2O_3$13.15—15.76%、$Fe_2O_3$1.35%。

（5）新鲜火山岩

从花岗岩、花岗斑岩及酸性火山岩风化壳的矿物成分、化学成分来看，酸性火成岩红

[1] 引自福建省地矿局闽东南地质大队资料（1982）。

[2] 永春大丘头资料引自福建省地矿局闽东南地质大队（1982）。

土化作用主要发育到粘土化（高岭土化）阶段，也就是说，酸性火成岩在风化作用过程中，硅、铝分离过程不明显，脱硅过程缓慢。

剖面各分带中的矿物组成见表2—1、图2—9。

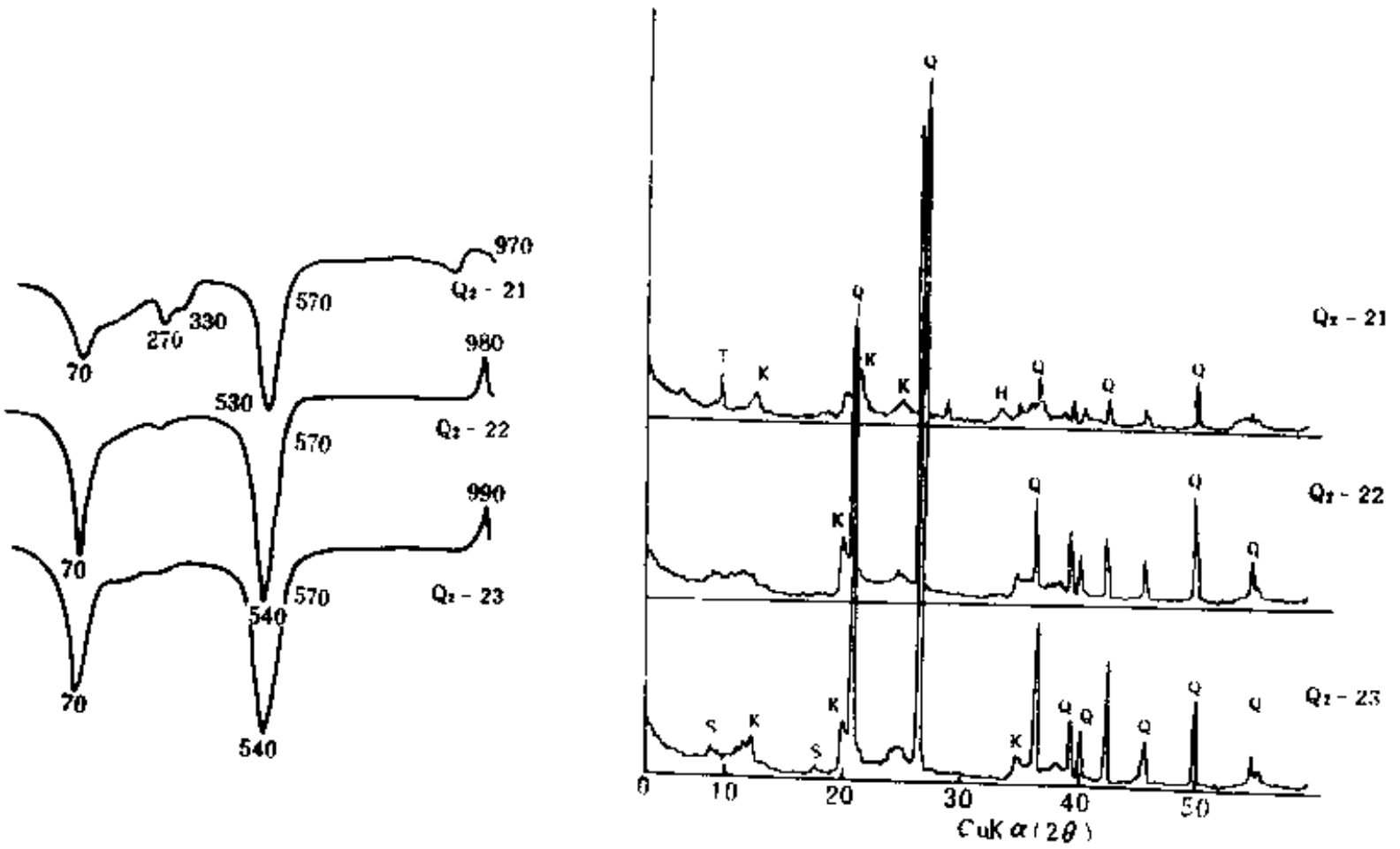


图 2—9　莆田东圳水库火山岩红土化剖面的差热曲线和X射线衍射曲线

Fig. 2—9　Differential thermal analyses and X-ray diffraction curves of lateritic profile of volcanic rocks in Dongzhen, Putian, Fujian

（五）前寒武纪变质岩系风化剖面类型及分带

研究区内前寒武纪变质岩系主要分布于粤西和海南省西部地区，这两个地区是我国金矿的重要产地。变质岩系分布区在地貌上往往属高山区，剥蚀快，风化壳一般不发育，但是在变质岩出露区的边缘，地形相对较低凹处较平缓的边坡及断裂带通过的地段，可出现厚度不一、发育程度不等的风化壳。本次工作主要对粤西信宜—罗定地区和海南省昌江、儋县地区若干变质岩风化剖面进行了详细观察研究，现分别叙述如下：

1．粤西前寒武纪变质岩风化剖面

研究区位于云开地区北端，区内震旦系云开群为一套含中基性到酸性火山岩的浅海相类复理石建造。原岩主要为一套砂质、泥质沉积物和火山喷发岩。砂岩以长石石英砂岩、杂砂岩为主，石英砂岩次之。后经加里东期区域变质作用、海西—印支期断裂变质—混合岩化—花岗岩化作用，形成了一套变质岩系，主要为片岩、黑云母斜长变粒岩、斜长角闪岩等，以及混合岩和混合花岗岩。在云开隆起带的的断陷区（罗定盆地）边缘和断裂带通过的地段，变质岩系顶部具有厚薄不等的风化壳。其风化壳剖面（图2—1 N）自上而下为：

（1）砂质红土层　厚0.1—1.5 m，呈桔红、紫红色、土黄色等，砂感强，粘性差，

植物根系较发育。主要有粉砂质石英、高岭石、绢云母及少量针铁矿组成。主要化学成分：$SiO_2$69.24—78.15%、$Al_2O_3$11.90—14.86%、$Fe_2O_3$0.32—5.7%。pH值为5左右。

（2）铁锰质结核层　厚0—1m，呈黑褐色，结核主要是褐铁矿和铁锰质团块，并具风化变质岩残块及石英碎屑，胶结物为粘土矿物和铁锰质。在有些剖面中，该层为含粘土的石英碎屑层，石英碎屑一般为0.5—2 cm，呈次棱角状。粘土矿物主要是高岭石、水云母，非粘土矿物为针铁矿、赤铁矿。主要化学成分：$SiO_2$64.18%、$Al_2O_3$19.61%、Fe_2O_3 5.21%。pH值约4—4.5。

（3）杂色粘土层　厚5—20m，呈浅褐色、灰白色、紫色等杂色粘土，含植物根系。在有的剖面中，该层上面直接覆盖砂质红土层。该层中见有植物根系为褪色粘土形成的近圆柱体所包围，这是由于有机质存在及较低的pH值环境下形成的结果。此外，在该层中石英脉、石英碎屑较为常见，石英脉随风化作用而遭受破坏，呈断续分布，被染成浅褐色、浅黄褐色、灰白色等色调。石英经风化后都呈砂糖状。该层上部颜色较浅，呈灰白、浅褐色，原岩结构消失，主要由高岭石、石英、绢云母及少量针铁矿、赤铁矿、埃洛石等组成；下部颜色相对较深，呈黄绿、黄褐、紫红、褐色等，矿物成分与上部基本相似，只是量上的增减而已，残存原岩的片理构造。主要化学成分：$SiO_2$64.18%—70.41%、$Al_2O_3$15.76%—19.61%、$Fe_2O_3$34.95%—5.21%。pH值为3—4。

（4）风化变质岩　厚1—3m以上，灰绿色、黄绿色，原岩结构保存较好。粘土矿物主要是高岭石、水云母、蒙脱石，以及褐铁矿、绿泥石和风化残余的白云母、石英等。主要化学成分：SiO_2 55.94%—78.22%、$Al_2O_3$11.65%—21.49%、Fe_2O_3 0.81%—8.9%。pH值约4.5左右。

（5）基岩-变质岩系

2．海南省变质岩系风化剖面

（1）儋县那大镇北4km处变质岩风化剖面

该地变质岩岩性主要是千枚岩、石英云母片岩、角闪片岩。其变质时代据1/50万矿产图划为石炭纪，最近（1991）据海南省地矿局黄香定总工程师口述，该地变质岩时代较老，可能属元古代。其风化剖面（图2—10）由上而下为：

① 红土层　厚0.6—0.7m，呈棕红色、桔黄色，粘性较差，具少量石英碎屑，植物根系发育。粘土矿物主要是高岭石、三水铝石、硬水铝石，水云母次之，非粘土矿物为石英、针铁矿及少量长石碎屑。主要化学成分：$SiO_2$71.05%、$Al_2O_3$13.43%、$Fe_2O_3$5.77%。

② 含粘土风化残余团块层　厚约15cm，呈浅绿色、褐色、褐红色，团块成分主要是风化变质岩残块、不规则石英粒及少量褐铁矿。该层矿物成分主要是高岭石，其次为三水铝石、硬水铝石，非粘矿物有石英、赤铁矿、针铁矿，可能还有水硼砂（原岩含副矿物电气石）。主要化学成分：$SiO_2$80.18%、$Al_2O_3$8.27%、$Fe_2O_3$5.69%。

③ 风化变质岩　厚度0.8—2m，呈暗绿色、黄绿色，砂感强，原岩结构保留。主要矿物成分为高岭石、石英、水黑云母，少量三水铝石、硬水铝石、滑石、赤铁矿以及长石、角闪石、碳酸盐矿物，主要化学成分：$SiO_2$65.59%、$Al_2O_3$16.87%、$Fe_2O_3$6.62%。

④ 基岩、石英角闪片岩、云母石英片岩。

（2）昌江二甲金矿区变质岩风化剖面

昌江地区的变质岩系属早—中元古代抱板群。抱板群变质岩系经历了区域变质作用、

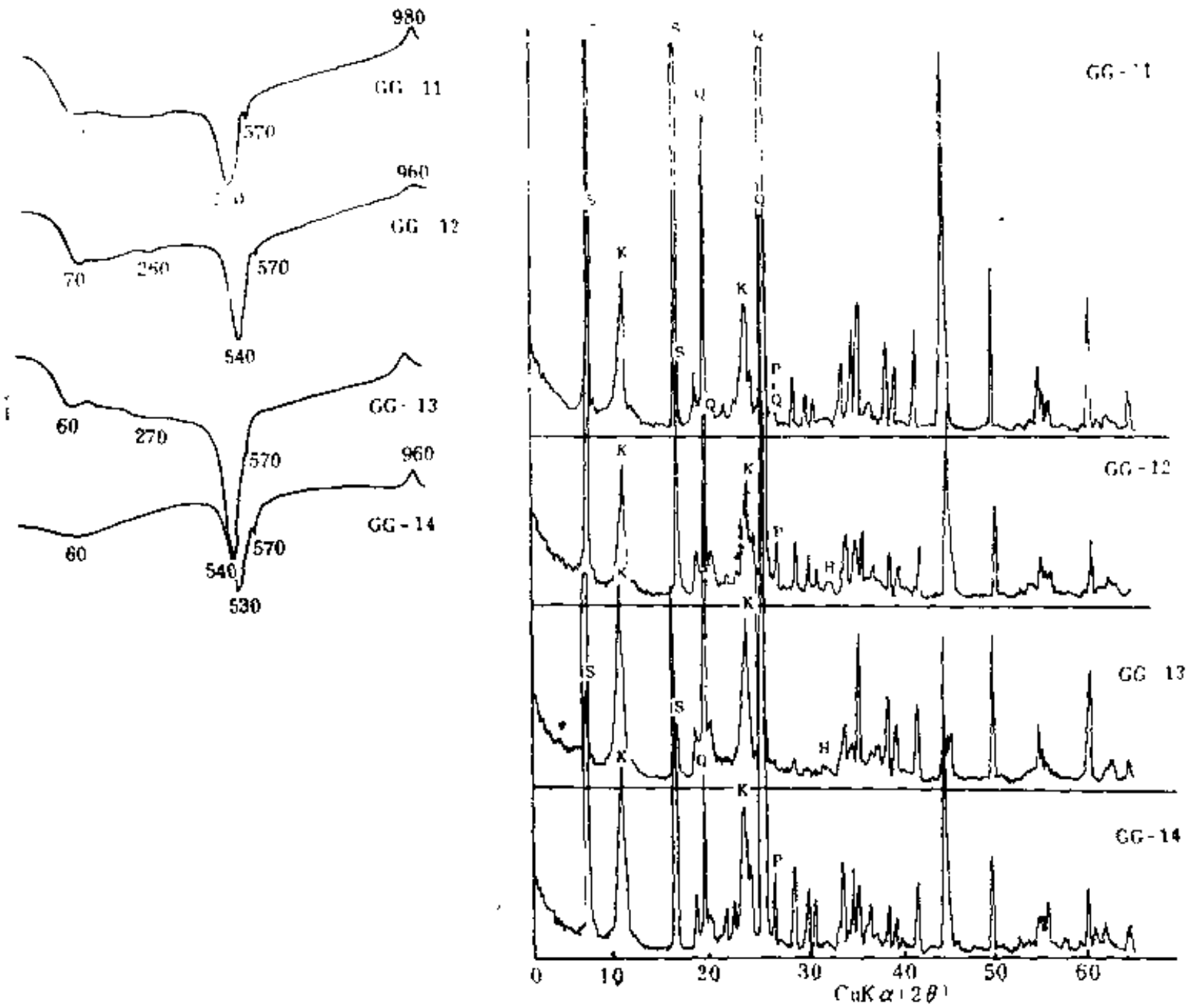


图 2—10　信宜平圩变质岩红土化剖面的差热曲线和X射线衍射曲线

Fig. 2—10　Differential thermal analyses and X-ray diffraction curves of lateritic profile of metamorphic rocks in Pingtang, Xingyi, Guangdong

混合岩化作用以及脆性到塑性剪切作用，为一套由区域变质岩系列、混合岩化系列以及糜棱岩化系列组成的复杂变质岩系列。二甲金矿区出露的抱板群岩性主要是混合岩和呈残留体产于混合岩中的浅变质岩（千枚岩、石英云母片岩、二云片岩和浅粒岩）。总的看来，风化壳厚度不大，分层简单。上部为砂质粘土层，厚0.5—1m左右，主要呈浅黄褐色，砂感强，粘性差，含较多的石英碎屑，粘土矿物主要为高岭石和水云母；下部为风化混合岩（或风化千枚岩），厚1—1.5m，呈灰白、浅红、黄褐色，原岩结构保存良好，粘土矿物为高岭石、水云母；再下为基岩（混合岩或千枚岩）。

变质岩风化壳层的矿物组成见表2—1，图2—10、图2—11。

此外，本研究还对福建莆田长基超基性岩体及粤西罗扬马鞍山栖霞灰岩的溶洞堆积红土（风化产物）进行了观察。长基超基性岩体风化壳不发育，仅在岩体经风化剥蚀出露地表处，见厚度约10—50 cm的残块积堆积物—含粘土砾石层，砾石成分主要是弱风化的蛇纹岩、滑石岩，胶结物为粘土及绿泥石、赤铁矿；其下便是弱风化—新鲜蛇纹岩、滑石岩等。灰岩溶洞堆积红土主要是石英，其次为高岭石、赤铁矿、针铁矿等。

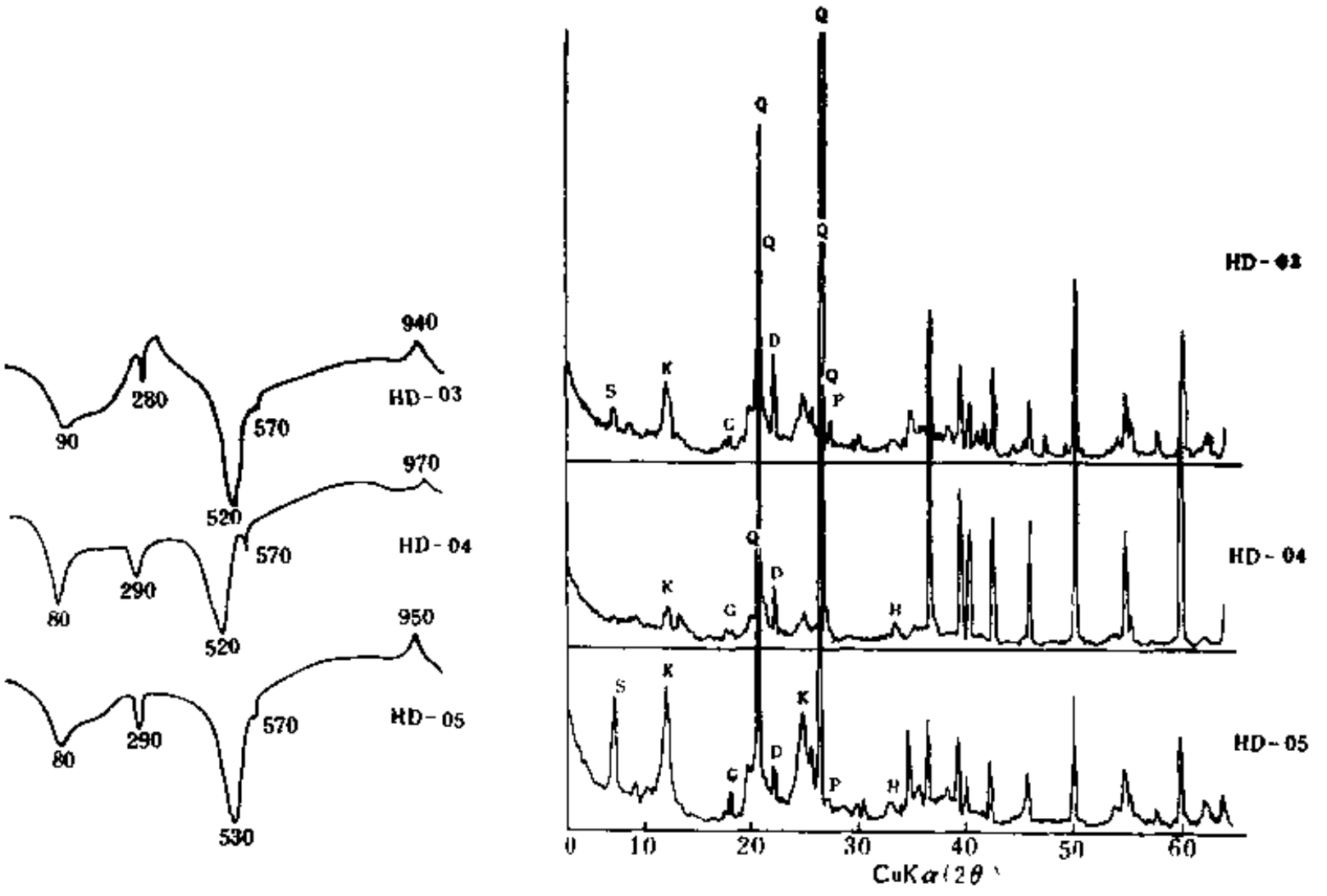


图 2—11 儋县那大变质岩红土化剖面的差热曲线和X射线衍射曲线

Fig. 2—11 Differential thermal analyses and X-ray diffraction curves of lateritic profile of metamorphic rocks in Dan county, Hainan

（六）小　　结

综上所述，本区红土风化剖面可归纳为如下几点：

1．垂直分带明显，一般都可以划分出4—5个带（层），即强风化带—风化带—半风化带—弱风化带—新鲜原岩；地球化学带可分为：氧化残余带—水解带—淋滤带—（水合带）。各带之间无明显界限，都呈渐变关系。由于岩石和矿物在风化过程中是分阶段进行的，风化作用持续的时间亦不尽相同，加之自然条件的不一，因此，在不同地区或同一地区的同一岩类，其风化剖面发育程度及各层的矿物组成、厚度等都可有所不同。另外，由于组成岩石的矿物不同，亦大大地影响风化壳的形成，矿物的晶格能越大，在地表条件下越稳定；反之，矿物晶格能小，易于风化，如区内玄武岩、辉长岩中的辉石、角闪石，晶格能小，易风化，其风化速度快，故形成较厚的风化壳。虽然有的岩石组成矿物晶格能大，不易风化，但由于岩石强烈的机械崩解，大气降水（或地表水）广泛的渗透，就加强了风化作用的进行，亦可形成较厚的风化壳，如区内的花岗岩。

2．由于原岩性质和矿物成分不同和风化因素上的差异，以及所处发育阶段不同，发育速度不同，影响到风化壳类型。区内风化壳类型可分为：铁质富铝红土型（海南蓬莱地区的晚第三纪玄武岩风化壳）、铝质富铁红土型（海南北部和广东雷州半岛，主要是第四纪玄武岩风化壳），硅铝质粘土型（如花岗岩、辉长岩、火山岩、前寒武纪变质岩等风化壳）。

3．在区内红土风化壳中，SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3 的含量占75%—85%，因而它们直接影响到风化壳中各分层的物理性质和红土化作用的发育程度。总的说来，研究区内除玄武

岩外，其他岩类的红土化程度不高。众所周知，红土化作用是继高岭土化（粘土化）之后，进一步脱硅和富铝化的过程，这一过程对区内多数风化岩类进行得不彻底。区内玄武岩红土化作用基本上发育到中等红土化阶段；多数前寒武纪变质岩红土化作用发育处于弱红土化阶段；花岗岩，辉长岩和中生代火山岩则主要发育到高岭土化阶段。

4．风化壳由上而下，粘土矿物的pH值由小逐渐增大，即风化壳碱度逐渐增高。粘土矿物的转化条件主要取决于水介质的氢离子浓度，其生成次序由白云母（pH值9.5）→水云母（9.5—7.8）→蒙脱石（8.7—7）→埃洛石（7—6）→变埃洛石（6—5）→高岭石(3.5—3)。在铝硅酸盐岩发展完整的风化剖面中，高岭石主要分布于剖面的上部，向下高岭石逐渐减少，变为高岭石、埃洛石、蒙脱石，再向下为高岭石，埃洛石、蒙脱石、水云母。区内多数风化剖面中粘土矿物的分布大体亦是如此。

三、风化壳中基本化学元素的地球化学特征

前已提及，区内各类岩石风化壳具有一定的分层结构。由于所处的地球化学环境和自然条件的不同，使得同一种岩石可形成不同类型的风化壳；不同的岩石则可形成同一类型的风化壳。岩石在风化过程中，原生矿物逐渐破坏，新矿物不断形成，各种矿物不断向在新的环境下相对稳定的状态转变。

研究表明，区内风化作用大致经过了水解作用、淋滤作用、水合作用和氧化作用四个过程，而水解作用是主要的，这些过程都是连续发生的。区内各类岩石经风化作用均产生稳定的粘土类矿物（主要是高岭石）。由于本区处于热带—亚热带湿热的气候条件下，使粘土矿物变得不稳定而发生去硅作用，形成铝土矿，与氧化铁一起使土壤的颜色变为赭红色。在红土化过程中，因矿物和元素地球化学行为的演化，明显地显示出粘土化、富铝化和铁化三个阶段，它们往往相互交叉过渡，区内红土化程度不高，大多数只发育到中等红土化阶段。

在风化过程中，岩石化学成分的变化主要表现在硅酸盐矿物的水化作用，碱金属（K、Na）、碱土金属（Ca、Mg）等易溶组分淋失，SiO_2 部分析出，Al_2O_3、Fe_2O_3 及吸附水增加，以及FeO的减少。

本报告所指的基本化学元素是Si、Al、Fe、Ti、Ca、Mg、K、Na等，特别是SiO_2、Al_2O_3和Fe_2O_3 的含量变化及相互关系是决定风化壳地球化学特征的重要因素。

（一）玄武岩风化壳

玄武岩风化剖面中各层的矿物组成及化学成分见表2—1、3—1、及图3—1、3—2、3—3。从这些表和图中可以看出，它们的共同特点是：风化壳中SiO_2、Al_2O_3和 Fe_2O_3 约占总含量的75%—85%，在风化过程中，总趋势是K_2O、Na_2O、CaO、MgO、FeO、SiO_2 明显淋失，而 Al_2O_3、Fe_2O_3、H_2O^+增加。

从图中可清楚地看出，在玄武岩风化剖面中，由深部原岩到地表，Fe_2O_3、Al_2O_3、TiO_2、H_2O^+的含量相对增加，这主要是由于地表风化作用中 Fe_2O_3、Al_2O_3 多数存在于残留组分中，还加上有些场合下的侧向迁移而形成的 SiO_2、K_2O+Na_2O、$MgO+CaO$、FeO含量及所占百分数逐渐减少。从元素的迁移指数（P）来看（表3—2），区内玄武岩各风化层相对于母岩来说，Al_2O_3、Fe_2O_3、TiO_2、H_2O^+富集，形成粘土矿物及铁铝质氧化物；SiO_2、MgO、CaO、K_2O、Na_2O、FeO则减少。最后 SiO_2、MgO、CaO、K_2O、Na_2O 淋失，Fe^{+2}部分氧化为 Fe^{+3}，形成赤铁矿。蓬莱风化剖面中的铝土矿层，相对于玄武岩来说，Al_2O_3富集约65%；灵山及海安风化剖面中的结核状褐铁矿层和含粘土铁铝质结核层，相对玄武岩来说Fe_2O_3约富集90%—95%。

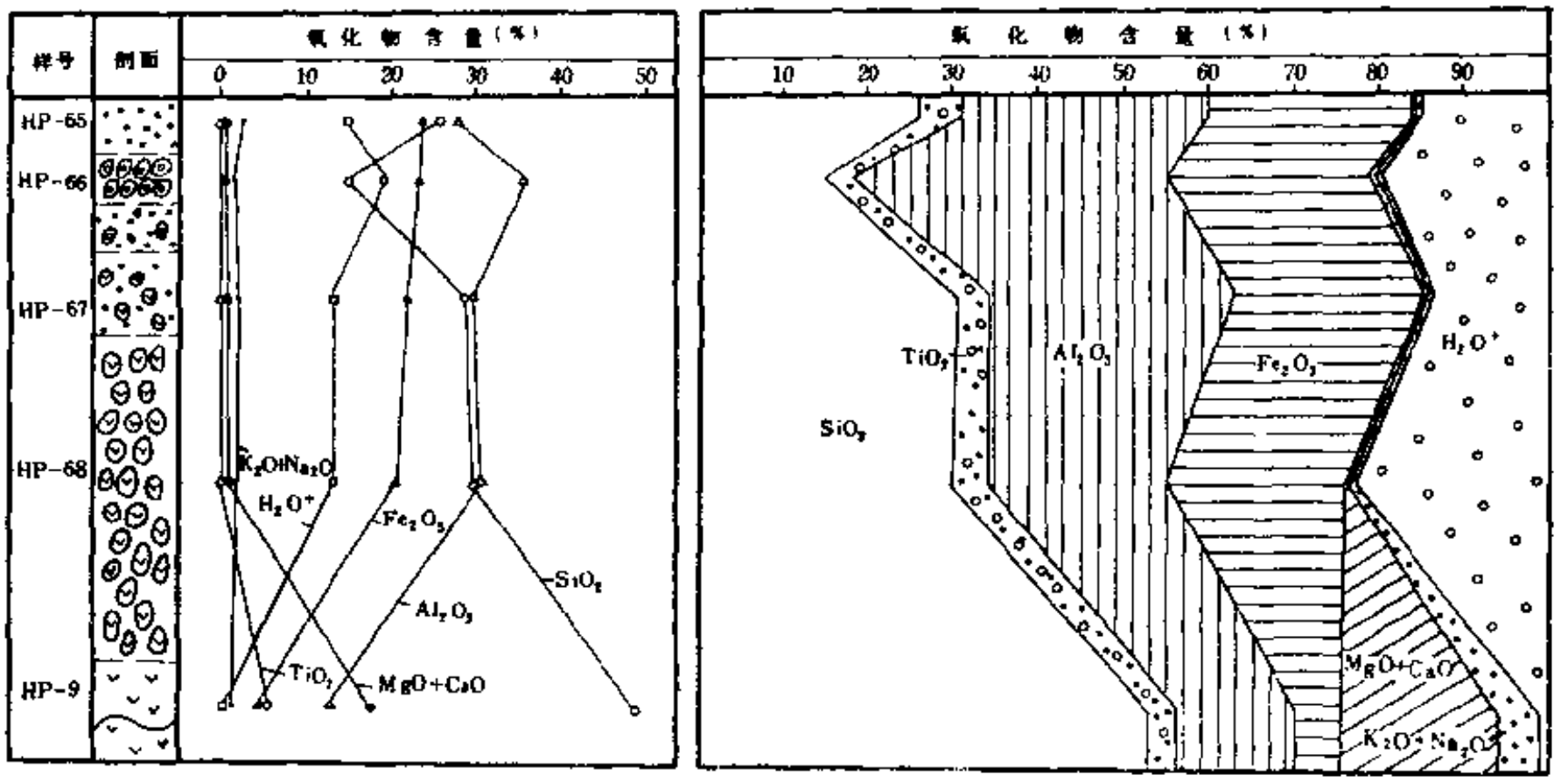


图 3—1 海南蓬莱72km处玄武岩风化壳地球化学剖面图

Fig. 3—1 Geochemical profile of the basalt weathering crust at the place near the roadmark 72km, Penglai, Hainan Province

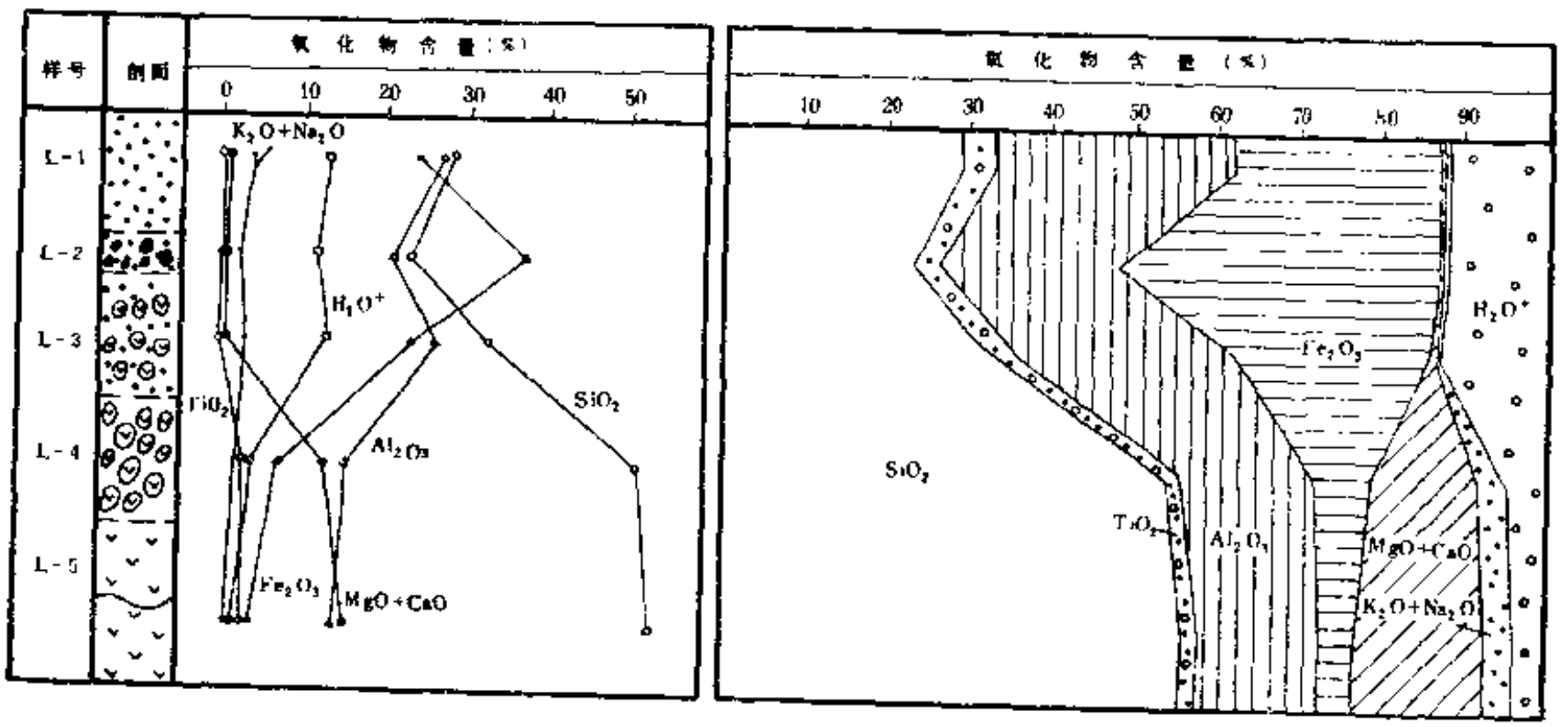


图 3—2 海南灵山玄武岩风化壳地球化学剖面图

Fi$_5$. 3—2 Geochemical profile of basalt weathering crust in Lingshan, Hainan Province

同时，由表 3—1 中所见，在玄武岩风化剖面中，除顶部红土层外，从上而下淋溶系数，残积系数和水化系数总体上逐渐降低，说明随着风化作用的加强，Al_2O_3、Fe_2O_3有较多富集，含水矿物增多，SiO_2不断被淋失；红土化指数值接近于 1 或小于 1，说明风化矿物有脱铝、铁过程，粘土矿物质有脱硅（或富铝化）过程。从表中看出，区内玄武岩风化壳中红土化指数约为0.5—1.5，说明红土化程度较高。

SiO_2、Al_2O_3与Fe_2O_3以及TiO_2与Al_2O_3的相互关系，作图3—4（据表 3—1 化学分析数据以及22个样品SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、TiO_2化学分析数据）。从图3—4 a、b 看出，SiO_2与Al_2O_3和Fe_2O_3呈负相关。随着风化作用的推移，SiO_2含量逐渐降低，而Al_2O_3和Fe_2O_3含量相对增加。图3—4 c 表明，在Fe_2O_3含量小于25%时，Fe_2O_3与 Al_2O_3 呈正相关，当 Fe_2O_3

表 3—1 闽、粤、琼沿海地区玄武岩

Table 3—1 Chemical components and some characteristic values of

剖面位置	样品号	剖面分层	化学						
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO
海南蓬莱	HP-65	红土	25.52	5.02	28.11	24.18	1.14	0.37	0.16
	HP-66	结核状粘土质铝土矿	14.96	3.68	35.93	23.63	0.65	0.22	0.15
	HP-67	含结核粘土	28.97	4.18	28.96	22.13	0.71	0.18	0.11
	HP-68	风化玄武岩	29.45	3.91	30.15	20.46	0.70	0.19	0.11
	HP-9	新鲜玄武岩	49.11	2.58	12.83	1.62	7.22	9.67	7.82
海南灵山	L-01	红土	28.25	3.97	27.18	21.01	1.26	0.18	0.06
	L-02	含铁铝质结核粘土	23.75	2.69	21.26	37.57	1.41	0.14	0.04
	L-03	强风化玄武岩	32.78	3.22	26.05	23.31	0.99	0.23	0.06
	L-04	弱风化玄武岩	50.97	1.96	15.39	6.96	1.60	5.48	7.11
	L-05	新鲜玄武岩	52.49	1.69	14.20	4.14	6.74	6.90	8.40
广东徐闻海安	GH-12	红土	35.13	3.17	27.49	18.32	1.18	0.27	0.27
	GH-13	褐铁矿	13.33	2.89	14.88	53.47	/	0.43	0.18
	GH-14	含粘土铁铝质砾石	19.33	2.39	18.46	44.89	/	0.44	0.22
	GH-15	含砾粘土	30.61	3.27	25.47	26.47	0.91	0.22	0.22
	GH-33	风化玄武岩	30.05	2.95	27.40	19.61	0.56	0.83	0.18
	GH-11	新鲜玄武岩	50.30	1.69	14.91	2.56	7.92	8.28	8.29
福建漳浦东吴山	ZH-6	豆粒状铝土矿	23.25	1.38	35.15	17.46	0.30	0.070	<0.01
	ZH-7	红色粘土	49.87	1.52	23.79	12.86	0.33	0.096	<0.01
	ZH-8	风化玄武岩	34.02	2.30	28.30	21.70	0.37	0.070	<0.01
	ZH-9	高岭土化砂岩	79.04	0.44	11.97	2.86	0.16	0.082	<0.01
	ZH-10	弱风化砂岩	58.52	0.94	24.76	4.82	0.17	0.22	0.01
海康龙门水库西侧	GL-13	红土	49.78	2.70	22.94	12.07	0.94	0.14	<0.01
	GL-14	含粘土铁铝质结核	28.87	1.84	18.62	37.47	0.34	0.090	<0.01
	GL-15	铁铝质结核	41.83	1.10	14.91	30.15	0.80	0.10	<0.01
	GL-16	含玄武岩残块粘土	25.31	1.90	21.15	34.55	0.89	0.084	0.18
	GL-17	半风化玄武岩	53.21	1.47	15.41	1.07	7.65	7.50	8.81

化学分析由南京地矿所实验室完成

淋溶系数：$SiO_2/(K_2O+Na_2O+CaO+MgO)$（分子数比）Leaching coefficient

残积系数：$(Al_2O_3+Fe_2O_3)/(K_2O+Na_2O+CaO+MgO)$（分子数比）Residual coefficient

水化系数：$H_2O/(K_2O+Na_2O+CaO+MgO)$（分子数比）Hydration coefficient

红土化指数：SiO_2分子数/(Al_2O_3分子数+Fe_2O_3分子数）Lateritization coefficient

风化壳化学成分和特征数值

the basalt weathering products in South Fujian, West Guangdong and Hainan Provinces

成分（%）							特征数值			
Na_2O	K_2O	MnO	P_2O_5	H_2O^+	烧失量	总计	淋溶系数	残积系数	水化系数	红土化指数
0.095	0.16	0.16	0.45	13.90	14.90	100.27	28.28	28.28	51.13	1.00
0.110	0.10	0.42	0.17	18.96	19.62	99.94	23.50	47.17	99.34	0.50
0.150	0.22	0.17	0.19	13.31	13.63	99.93	45.05	39.44	69.07	1.15
0.014	0.22	0.13	0.64	13.26	13.59	99.56	53.26	46.09	80.11	1.16
3.07	1.81	0.15	0.52	0.87	0.41	99.73	5.28	0.35	0.10	5.32
0.02	0.14	0.24	0.19	13.25	14.171	99.70	68.12	60.00	107.54	1.13
<0.01	<0.01	0.048	0.25	11.72	12.21	99.37	98.75	111	162.75	0.89
0.04	0.04	0.12	0.23	12.61	12.882	99.98	67.28	49.51	86.54	1.36
2.49	0.36	0.17	0.25	3.55	3.678	99.12	2.96	0.64	0.64	2.74
2.81	0.52	0.24	0.27	1.74	1.828	100.23	2.35	0.44	0.26	5.03
0.092	0.18	0.25	0.12	12.40	12.87	99.34	38.49	25.33	45.33	1.52
0.039	0.04	1.96	0.35	12.14	12.48	100.03	14.60	31.64	44.34	0.46
0.031	0.041	1.16	0.18	12.32	12.50	99.64	20.18	29.24	43.29	0.7
0.055	0.079	0.13	0.25	12.46	12.31	100.30	48.02	39.34	65.28	1.23
2.06	0.076	0.10	0.20	15.12	15.36	99.38	8.6	6.76	11.48	1.28
3.12	0.96	0.15	0.27	1.45	0.60	100.10	2.03	0.39	0.2	5.17
<0.01	0.10	0.029	0.091	20.38	22.83	100.66	118	138	298	0.85
<0.01	0.22	0.027	0.058	10.49	11.20	99.97	75.7	66.2	123	2.66
<0.01	0.05	0.022	0.11	11.91	12.44	99.38	119.9	15.7	252	1.37
<0.01	0.26	0.014	0.019	4.86	5.089	99.93	262	25.8	33.7	9.79
<0.01	1.14	0.025	0.037	8.55	8.776	99.41	31.7	15.3	27	3.57
<0.01	0.14	0.11	0.072	10.41	11.19	100.38	134	58	107	2.77
<0.01	0.06	0.51	0.16	12.23	13.10	101.06	146	120	208	1.15
<0.01	0.08	0.39	0.14	9.77	10.629	100.13	179	83	139	2.09
<0.01	0.02	0.21	0.18	13.69	14.63	99.10	78	78	141	0.99
3.49	0.78	0.14	0.19	0.37	0.483	100.20	2	0.4	0.05	2.54

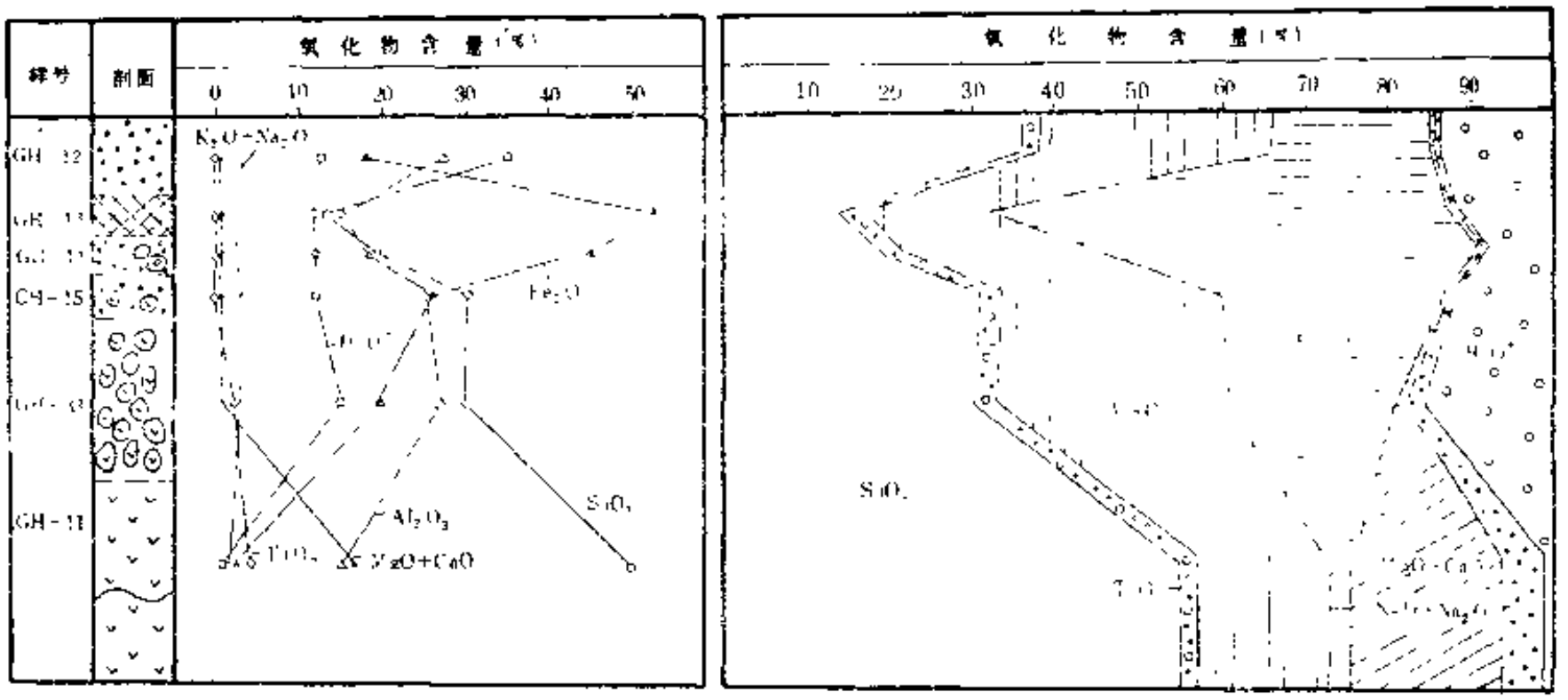


图 3—3 徐闻海安码头西玄武岩风化壳地球化学剖面图

Fig. 3—3 Geochemical profile of basalt weathering crust in Hai'an Port, Xuwen county, Guangdong Province

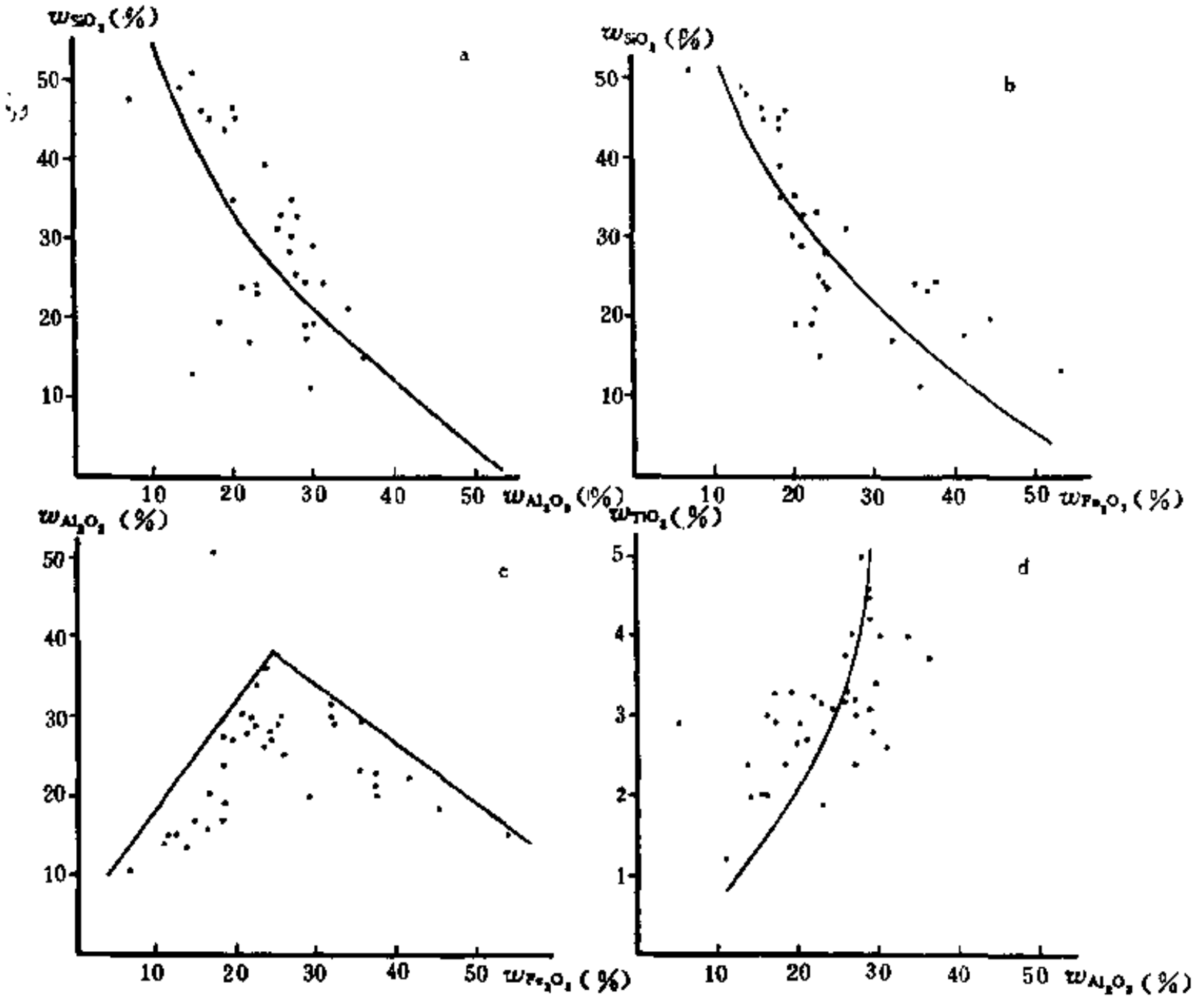


图 3—4 玄武岩风化壳中SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3和TiO_2含量相关关系图

Fig. 3—4 Correlations between the components SiO_2, Al_2O_3 Fe_2O_3 and TiO_2 in basalt weathering crusts

表 3—2 玄武岩风化壳的迁移指数(P)

Table 3—2 Migration index(P)of various chemical components in basalt weathering crust

剖面位置	样品号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+
海南儋莫	HP-65	-0.18	+0.95	+1.?	+4.25	-0.81	0.93	-0.95	0.97	-0.91	+13.9
	HP-66	-0.70	+0.43	+1.8	+4.11	-0.91	-0.98	-0.98	-0.93	-0.94	+20.8
	HP-67	-0.11	+0.62	+1.20	+3.8	-0.90	-0.99	-0.98	-0.93	-0.88	+11.3
	HP-68	-0.10	+0.52	+1.31	+3.15	-0.90	-0.99	-0.98		-0.88	+11.2
海南灵山	L-01	-0.46	+1.35	+0.9	+4.81	-0.81	-0.99	-0.98	-0.99	-0.73	+6.67
	L-02	-0.55	+0.59	+0.3	+8.07	-0.80	-0.99	-0.98	-0.99	-0.98	+5.71
	L-03	-0.38	+0.91	+0.86	+1.64	-0.85	-0.99	-0.97	-0.99	-0.92	+6.25
	L-04	-0.03	+0.16	+0.08	+0.90	-0.32	-0.15	-0.21	-0.11	-0.31	+1.04
广东徐闻海安	GH-12	-0.3	+0.9	+0.84	+6.2	-0.85	-0.97	-0.97	-0.97	-0.81	+7.6
	GH-13	-0.73	+0.7	-0.2	+20		-0.98	-0.95	-0.99	-0.96	+7.4
	GH-14	-0.62	+0.4	+0.2	+16.5		-0.97	-0.95	-0.99	-0.96	+7.6
	GH-15	-0.1	+0.93	+0.72	+9.3	-0.89	-0.97	-0.97	-0.98	-0.92	+7.6
	GH-33	-0.4	+0.75	+0.8	+6.7	-0.93	-0.98	-0.90	-0.34	-0.92	+9.4
广东海康龙门水库西侧	GL-13	-0.06	+0.84	+0.49	+10.28	-0.99	-1.00	-0.98	-1.00	-0.82	+27
	GL-14	-0.46	+0.25	+0.21	+34.02	-0.99	-1.00	-0.99	-1.00	-0.92	+32
	GL-15	-0.21	-0.25	-0.03	+27.18	-0.99	-1.00	-0.99	-1.00	+0.90	+25
	GL-16	-0.52	+0.29	+0.37	+31.29	-0.98	-0.98	-0.99	-1.00	-0.97	+36

$P=(C_m-C_p)/C_p$　　C_m—风化层质量分数　　C_p—母岩质量分数

C_m—mass fraction in parent rocks

C_p—mass fraction in weathered subzone

"+"—表示与原岩相比，该组分在本层中的富集率。

"-"—表示与原岩相比，本组分的淋失率

+—the component is enriched when compared with the parent rock.

-—the component is leached out when compared with the parent rocks

含量超过25%—30%，出现Al_2O_3减少而Fe_2O_3相应进一步增加的趋势。这说明在Fe_2O_3含量小于25%时代表了从母岩向铝化阶段过渡，而Fe_2O_3含量超过25%—30%时，进入铁化阶段，最后形成铁壳或含铁粘土层。图3—4 d说明，在风化壳中Al_2O_3与TiO_2含量大体呈正相关关系。Al_2O_3和TiO_2含量的正相关性一般认为是原地风化的标志，因为TiO_2总是和Al_2O_3形影不离的，除非风化产物经过搬运。

这里SiO_2、Fe_2O_3和Al_2O_3相互的比例关系达到一定范围时就进入红土化阶段，我们可以红土化指数来表示，当这一指数达到<1时，即进入红土化成熟阶段，指数越小，红土化的成熟度越高。在红土这一岩石学概念中，Fe_2O_3与Al_2O_3是不固定的，它们可以是铝土

质褐铁矿或铁质铝土矿。

区内玄武岩在H_2O和CO_2等的作用下，在风化作用的淋滤作用阶段，主要是表现为粘土化。母岩的主要造岩矿物（硅酸盐、铝硅酸盐）发生水化作用，通过脱盐基阶段、脱硅阶段，逐渐为蒙脱石、多水高岭石、高岭石所代替。

粘土化（高岭土化）作用，实际上就是水溶液中的H^+离子，不断地置换铝硅酸盐、硅酸盐矿物中K^+、Na^+离子的过程，并产生蒙脱石、多水高岭石、高岭石。蒙脱石、多水高岭石在地表条件下不是最稳定的矿物，在地表水的长期淋滤作用下，便转变为高岭石。因此，在风化剖面中的粘土矿物主要是高岭石。区内玄武岩在风化淋滤作用阶段，岩石失去约35%—40%的SiO_2、20%—98%的($MgO+CaO$)、14%—95%的(K_2O+Na_2O)；同时TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3的含量增高，其中TiO_2增加0.1—0.7倍、Al_2O_3 0.1—0.2倍、Fe_2O_3 0.2—0.8倍。此阶段含水矿物（多水高岭石、高岭石、蒙脱石）的形成，使H_2O含量增加。风化作用进一步发展，转入水解作用阶段，开始产生铁化和富铝化，在风化壳中形成较多的铁的氧化物、氢氧化物以及三水铝石。水解作用在风化壳形成过程中起着重要作用。在水解作用早阶段（水解—淋滤作用阶段），由于去硅作用不彻底，因此三水铝石在矿物组成中还只占次要位置。岩石中的SiO_2、K_2O、Na_2O、CaO、MgO进一步淋失，直至淋失殆尽，(K_2O+Na_2O)淋失约92%—98%、($MgO+CaO$)淋失约98%。随着水解作用的进行，结果造成Al_2O_3、Fe_2O_3、TiO_2含量相对增加，特别是随着红土化过程的推移，进一步的去硅作用，SiO_2流失约65%，Al_2O_3相对增加65%，使Al富集，形成铝土矿沉积下来，同时含水解作用生成的不规则状次生石英。

资料表明，研究区的铝土矿矿层中除含有大量的三水铝石外，还存在一定数量的褐铁矿。这是由于在红土化阶段后，SiO_2、Al_2O_3等继续淋失，Fe_2O_3相对增加约90%—95%，形成褐铁矿沉积下来，有时构成铁质结核或所谓的铁壳。在所观察的玄武岩风化剖面中，褐铁矿层或含豆状褐铁矿粘土层一般都处于铝土矿层或含豆状铝土矿粘土层之上，表明铁在剖面中有所迁移，铁化比富铝化快。对比区内玄武岩风化剖面可以看出，有的剖面中发育褐铁矿层，铝土矿层不发育，这说明在某些特殊的地质环境下，风化壳发育过程中只发育粘土化和铁化两个阶段，图2—6表明，粘土化、富铝化和铁化三个阶段之间具有过渡关系。

在风化壳的近地表部分，水解作用趋向结束，主要发育氧化作用阶段，形成残余的具疏松结构的含Fe、Al氢氧化物和石英粘土层。在蓬莱的石马水库旁、徐闻海安等地，可见主要由铁的氧化物和氢氧化物及少量石英和（或）风化玄武岩岩屑组成的，具致密结构的硬壳，有的甚至直接覆盖在风化玄武岩之上。

风化作用过程的各个阶段并没有严格的界限，只是风化作用过程的某时间或以淋滤，或水解，或以氧化为主要作用而已。由于自然条件和物理化学条件的变化，各阶段间还会出现重叠，多数情况是风化作用过程进入到某一阶段时，它往往包含着前一风化阶段的尾声和新阶段的开始。

（二）辉长岩风化壳

泉州东岳山辉长岩风化剖面的化学成分见表3—3。由表3—3、图3—5中看出，在风

表 3—3 福建泉州东岳山角闪辉长岩风化壳化学成分及特征数值

Table 3—3 Chemical analyses and their characteristic values in the weathering crust of hornblende gabbro in Dongyueshan, Quanzhou, Fujian

样品号	剖面分层	化学成分（%）											特征数值		
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	烧失量	总计	淋溶系数	残积系数	红土化指数
Q2-1	红土	38.78	0.80	29.96	14.41	1.23	0.57	0.51	0.15	0.21	12.95	99.6	23.89	11.22	1.7
Q2-2	灰色粘土	38.61	1.10	29.31	15.63	1.56	0.87	0.21	0.14	0.11	12.63	100.17	22.17	13.28	1.7
Q2-3	浅绿色粘土	14.13	0.50	27.97	8.59	0.97	3.65	1.08	0.14	0.33	12.11	99.17	6.33	2.83	2
Q2-4	绿色粘土	43.44	0.50	19.60	14.59	6.75	7.09	1.08	0.21	0.10	10.21	97.87	3.58	1.1	2.6
Q2-5	新鲜角闪辉长岩	45.26	0.50	21.80	8.00	4.80	5.31	12.94	1.22	0.21	1.36	101.16	1.95	0.68	2.9

化学分析结果根据福建省地矿局闽东南地质大队

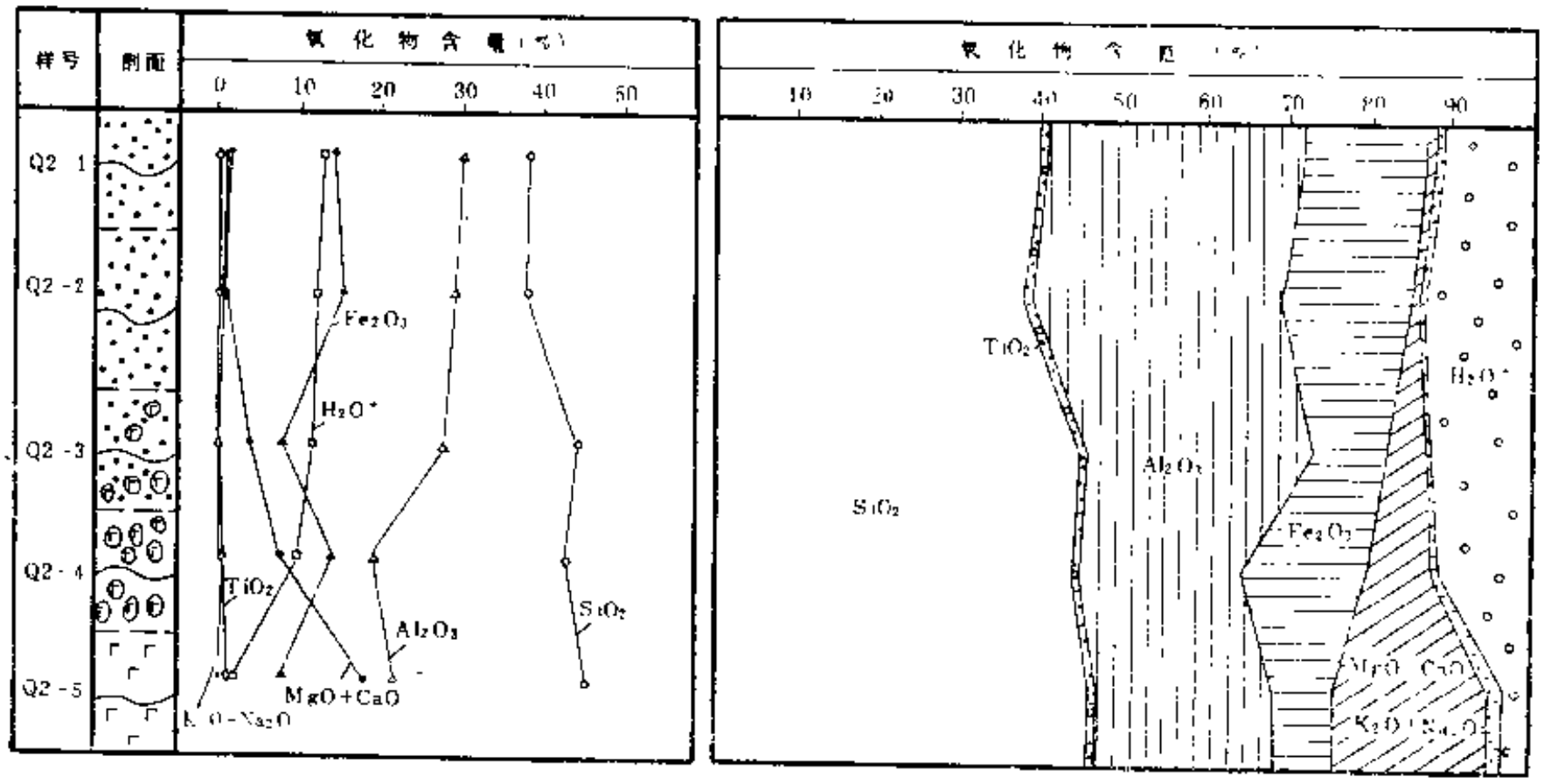


图 3—5 泉州东岳山辉长岩风化壳地球化学剖面

Fig. 3—5 Geochemical profile of the gabbro weathering crust in Dongyurshan, Quanzhou, Fujian

化过程中，SiO_2、FeO、CaO、MgO、K_2O、Na_2O淋失，其中SiO_2淋失约15%、FeO约70%—85%、(MgO+CaO)约55%—94%、(K_2O+Na_2O)约58%—83%；Al_2O_3、Fe_2O_3和TiO_2增加，它们分别增加22%—27%、6%—49%和38%—55%。淋溶系数、残积系数由剖面自上而下逐渐减少，红土化指数相反，为1.7—2.6，表明辉长岩风化壳虽然发育红土化，但与玄武岩相比，其红土化程度要低。

从元素迁移指数（表3—4）来看，辉长岩各风化层相对母岩而言，SiO_2虽有淋失，但是很不彻底；Al_2O_3、Fe_2O_3富集，但富铝化作用不强，而铁化相对较强，故粘土矿物中三水铝石极少，铁的氧化物和氢氧化物则较普遍。

表 3—4 泉州东岳山角闪辉长岩风化壳的迁移指数

Table 3-4 Migration indices of chemical components in hornblende gabbro in Dongyueshan, Quanzhou, Fujian

样品号	SiO	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O
QZ-1	-0.14	+0.6	+0.37	+0.81	-0.71	-0.95	-0.89	-0.88	-0.13
QZ-2	-0.15	+1.2	+0.34	+0.95	-0.68	-0.98	-0.89	-0.89	-0.34
QZ-3	-0.02	0	+0.28	+0.07	-0.80	-0.92	-0.32	-0.89	+0.38
QZ-4	-0.04	0	-0.10	+0.82	-0.81	-0.92	-0.33	-0.83	+0.67

辉长岩在风化过程中的淋滤作用阶段，主要表现为粘土化，斜长石、辉石、角闪石等造岩矿物经水化作用，脱盐基、脱硅、逐渐为蒙脱石、绿脱石、高岭石所代替。在此阶段，岩石失去约2%—4%的SiO_2、55%—80%的($MgO+CaO$)和58%—68%的(K_2O+Na_2O)；Al_2O_3、Fe_2O_3有所增加，Al_2O_3增加22%、Fe_2O_3增加6%—45%；TiO_2基本无变化；H_2O^+和H_2O^-含量大大增加。风化作用的进程开始后，水解作用加强，硅酸盐、铝硅酸盐矿物基本都水化、分解，亚铁（Fe^{2+}）部分被氧化，形成高岭石、多水高岭石，其次是蒙脱石，以及少量铁的氧化物和氢氧化物。由于辉长岩在风化过程中去硅作用不彻底，因此在辉长岩风化壳中主要发育粘土化（高岭土化），而富铝化不强，红土化作用发育弱。

（三）前寒武纪变质岩风化壳

区内前寒武纪变质岩系风化壳的矿物组成及化学成分见表2—1、3—5，并据信宜平圹、儋县那大变质岩风化剖面中各层的化学成分作图3—6、3—7，以及计算出元素的迁移指数（表3—6），从表和图中看出，儋县那大地区变质岩在风化过程中，各风化层相对于母岩来说，SiO_2、Fe_2O_3、FeO、H_2O^+有所增加，而Al_2O_3、TiO_2、MgO、CaO、K_2O、Na_2O淋失，风化壳的矿物组成主要是石英碎屑，高岭石，其次为三水铝石、赤铁矿、针铁矿、硬水铝石等；信宜平圹地区变质岩在风化过程中，SiO_2、MgO、CaO、K_2O、Na_2O稍有减少，其中MgO、CaO、K_2O、Na_2O的淋失程度低于前者，Al_2O_3、Fe_2O_3、TiO_2、FeO、H_2O^+略有增加，但由于表层红土中经常残留石英及岩石碎屑，各组分相对贫化或富集就显得缺少规律性，这是风化产物被不同程度剥蚀的结果。矿物组成主要是石英碎屑、（水）云母、高岭石，其次为赤铁矿、长石残余等。区内变质岩系风化壳各层的红土化指数均在1以上，说明其红土化程度一般很低。

总的看来，区内变质岩系主要是淋滤—水解作用而发育粘土化阶段，由于去硅作用极不彻底，因而富铝化、铁化阶段不发育，从儋县那大剖面中可看出，在风化过程中Al_2O_3在各层内非但没有淋溶而且有沉积过程，形成少量三水铝石、硬水铝石分布于各风化壳中。在粘土化过程中残留下来的Fe，形成铁的氧化物和氢氧化物，因此，在变质岩风化剖面中，普遍见有大量赤铁矿、（水）针铁矿。三水铝石与硬水铝石的出现说明红土化的进程速度是快的。

表 3—5 粤西、海南地区变质岩风化壳化学成分及特征参数

Table 3—5 Chemical analyses and their characteristic values of weathering crust of metamorphic rocks in west Guangdong and Hainan

剖面（采样）位置	样品号	剖面分层	化学成分（%）								
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
粤西信宜平扩	GG-12	砂质红土	69.24	0.81	14.86	5.70	1.49	0.41	0.03	0.23	1.91
	GG-13	含石英的粘土	64.18	1.01	19.61	5.21	0.94	0.34	0.03	0.05	1.52
	GG-14	风化变质岩	70.41	0.84	15.76	4.99	0.48	0.25	—	0.08	1.78
	GG-16	变质岩	74.48	0.67	12.89	3.81	0.14	0.67	0.07	0.10	3.31
海南儋县那大	HD-3	砂质红土	71.05	0.96	13.43	5.77	0.10	0.87	0.24	0.084	0.72
	HD-4	含粘土风化残余团块	80.18	0.59	8.27	3.69	0.11	0.37	0.15	0.021	0.32
	HD-5	风化变质岩	65.59	0.82	16.87	6.62	0.16	0.92	0.15	0.091	1.67
	HD-6	云母石英片岩	60.54	1.22	18.22	3.19	0.27	2.68	0.76	0.31	5.12
粤西信宜贵子牛温坑	T 2-4	砂质红土	78.13	0.70	12.59	2.65	0.09	0.20	0.04	0.04	0.61
	T 2-5	风化云母石英片岩	62.46	0.83	18.68	6.73	0.78	0.06	0.06	0.10	2.73
	T 2-6	风化云母石英片岩	78.22	0.62	11.65	3.13	0.18	0.29	0.06	<0.01	1.23
	T 2-7	风化云母石英片岩	74.11	0.64	12.92	3.50	0.82	1.29	0.02	0.19	2.29
	T 2-8	云母石英片岩	66.02	0.71	16.98	4.35	1.02	0.28	0.02	0.07	2.00
	T 2-9	云母石英片岩	73.65	0.52	10.40	2.12	4.50	2.15	0.01	0.09	2.26
粤西信宜田东	T-5	砂质红色粘土	75.10	0.61	11.90	0.32	4.82	1.68	0.89	2.11	1.45
	T-6	风化变质岩	68.14	0.68	16.91	1.95	0.49	0.37	0.02	0.10	2.19
	T-7	风化变质岩	67.40	0.83	16.54	5.09	1.16	0.79	0.02	0.03	2.18
	T-8	片麻岩	58.83	0.80	20.06	1.15	6.03	2.12	0.06	1.62	5.52
粤西信宜贵子牛温坑	7个样品	风化变质岩	① 55.99—71.76 68.45	0.30—0.93 0.55	13.41—21.49 15.71	0.81—8.93 4.65	0.01—2.73 0.50	0.22—0.92 0.15	0.03—2.12 0.56	10.01—3.00 0.56	1.02—1.62 3.11

续表

剖面（采样）位置	样品号	剖面分层	化学成分（%）					特征数值			
			MnO	P_2O_5	H_2O^+	烧失量	总计	淋溶系数	残积系数	水化系数	红土化指数
粤西信宜坪圩	GG-12	砂质红土	0.01	0.083	4.65	4.58	99.38	32	5.08	7.17	6.3
	GG-13	含石英的粘土	0.007	0.077	6.12	6.50	99.47	41.08	8.65	13.73	4.8
	GG-11	风化变质岩	0.015	0.058	4.56	4.87	99.51	15.08	7.15	9.73	6.3
	GG-16	变质岩	0.09	0.13	2.41	2.73	99.39	22.53	2.73	2.11	8.3
海南儋县那大	HD-3	砂质红土	0.062	0.065	5.16	5.76	99.11	33.77	4.80	8.20	7.0
	HD-4	含粘土风化残余团块	0.038	0.062	3.35	3.50	99.63	87.19	7.65	12.16	11.52
	HD-5	风化变质岩	0.068	0.052	6.28	6.50	99.51	21.00	1.53	7.67	5.3
	HD-6	云母石英片岩	0.016	0.075	1.47	1.21	96.67	7.27	1.12	0.59	5
粤西信宜坪圩子顶	T 2-4	砂质红土	0.032	0.047	5.19	5.133	100.56	100	10.27	22.15	9.3
	T 2-5	风化云母石英片岩	0.02	0.15	6.62	6.797	100.01	21.22	4.59	7.51	1.63
	T 2-6	风化云母石英片岩	0.031	0.088	4.06	4.092	99.61	62	6.38	10.76	9.73
	T 2-7	风化云母石英片岩	0.06	0.076	1.29	1.188	100.40	20.9	2.53	4.03	7.92
	T 2-8	云母石英片岩	0.022	0.075	4.91	6.661	98.21	37.9	6.69	9.11	5.7
	T 2-9	云母石英片岩	0.089	0.11	3.12	3.958	99.91	15.33	1.14	2.16	10.7
粤西信宜坪东	T-5	砂质红色粘土	0.10	0.13	1.50	1.59	100.70	11.68	1.11	0.78	10.5
	T-6	风化变质岩	0.098	0.061	5.26	5.12	99.93	27	4.69	6.96	5.77
	T-7	风化变质岩	0.071	0.059	5.50	5.577	99.78	27.55	4.41	6.95	5.79
	T 8	片岩岩	0.075	0.11	3.09	3.218	100.12	6.01	1.38	1.16	4.81
粤西信宜黄子牛晶坑	7个样品	风化变质岩	0.016—0.12 0.069	0.034—0.098 0.074	1.52—7.28 4.80	5.136	99.85				

① 分子为最低值到最高值，分母为平均值。

表 3—6 变质岩风化壳的迁移指数

Table 3—6 Migration indices of chemical components in lateritic profile in metamorphic rocks

剖面位置	样品号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+
海南儋县那大	HD-3	+0.17	−0.21	−0.26	+0.81	+0.48	−0.68	−0.68	−0.75	−0.86	+2.51
	HD-4	+0.32	−0.52	−0.55	+0.78	+0.63	−0.80	−0.86	−0.94	−0.94	+1.28
	HD-5	+0.08	−0.33	−0.07	+1.08	−0.41	−0.80	−0.66	−0.72	−0.67	+3.27
粤西宫宜平矿	GG-12	−0.07	+0.21	+0.15	+0.50	+2.39	−0.57	−0.26	+1.30	−0.41	+0.91
	GG-13	−0.14	+0.51	+0.52	+0.37	+1.14	−0.57	−0.49	−0.50	−0.54	+1.66
	GG-14	−0.05	+0.25	+0.22	+0.31	+0.10		−0.63	−0.20	−0.46	+0.89

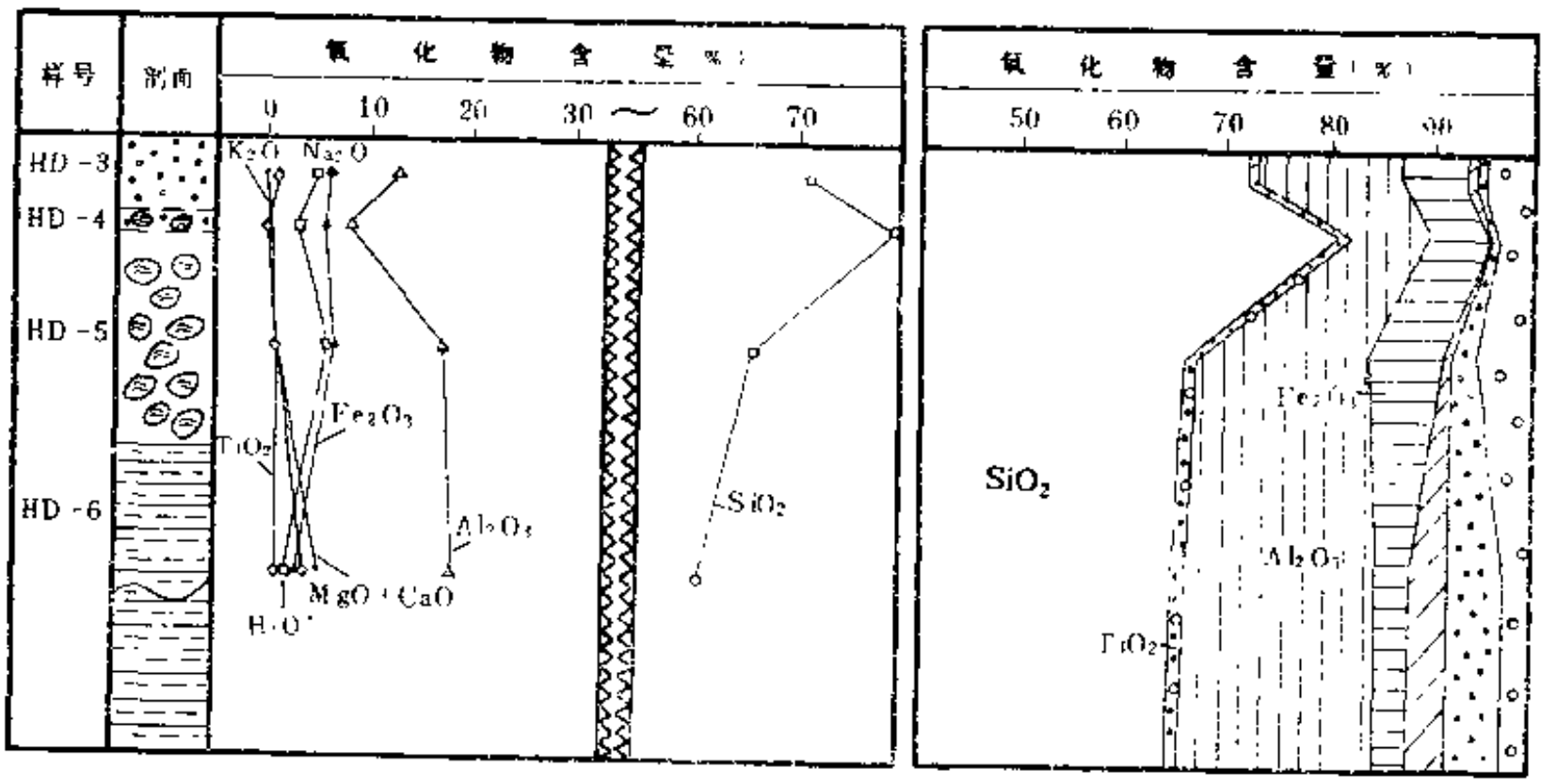


图 3—6 海南儋县那大变质岩风化壳地球化学剖面图

Fig. 3—6 Geochemical profile of weathering crust of metamorphic rocks in Dan County, Hainan province

在变质岩风化壳中，SiO_2、Al_2O_3与Fe_2O_3及 Al_2O_3与 TiO_2的相关关系见图3—8，由图中看出，SiO_2与Al_2O_3及SiO_2与Fe_2O_3呈负相关关系，说明在风化过程中，随着SiO_2含量的降低，而Al_2O_3、Fe_2O_3含量相对增加。Al_2O_3 与 TiO_2 呈正相关，大致是同步增加，指示了原地风化。

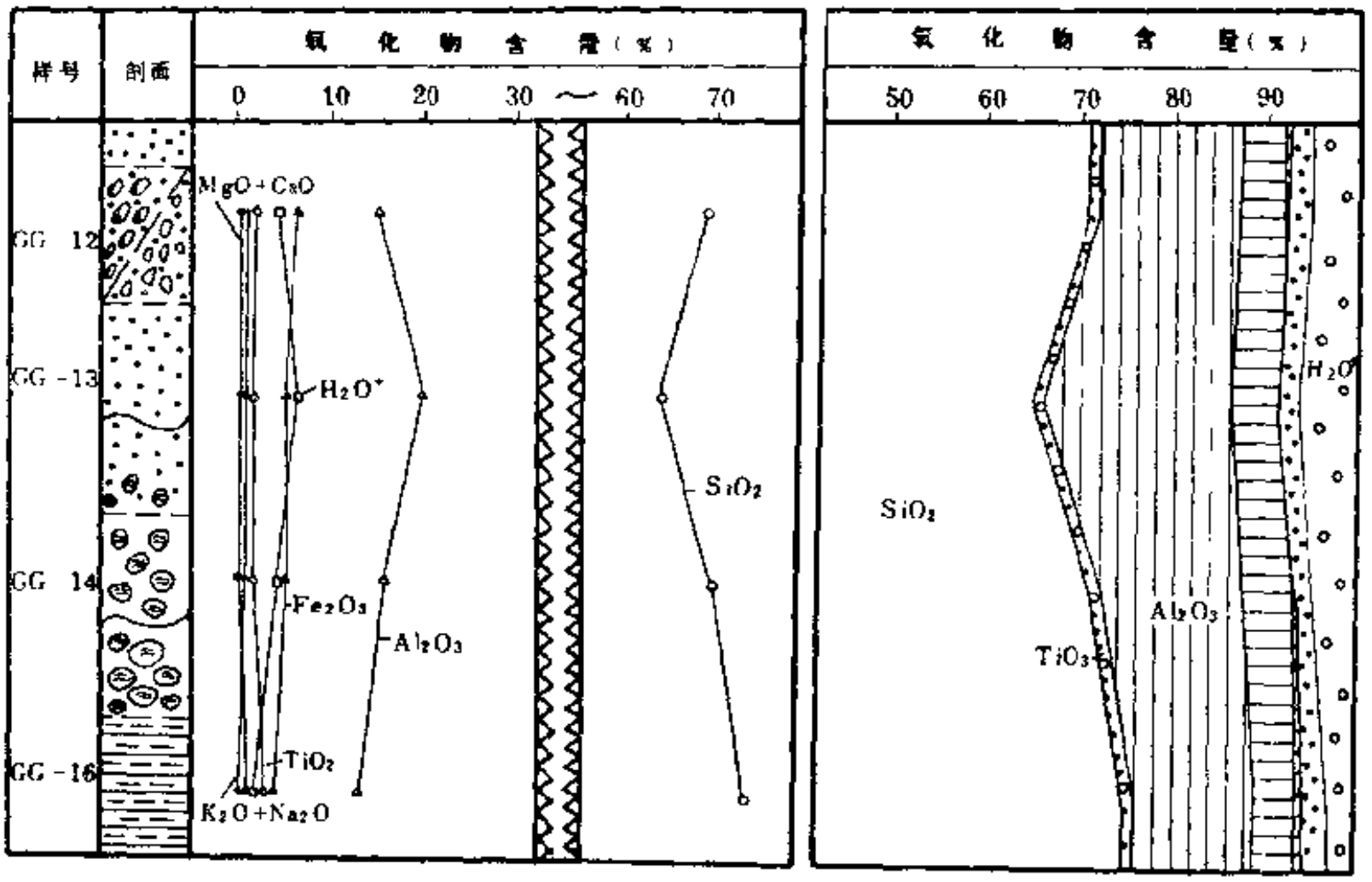


图 3—7 广东信宜平坟变质岩风化壳地球化学剖面图

Fig. 3—7 Geochemical profile of weathering crust of metamorphic rocks in Pingtang, Xingyi county, Guangdong

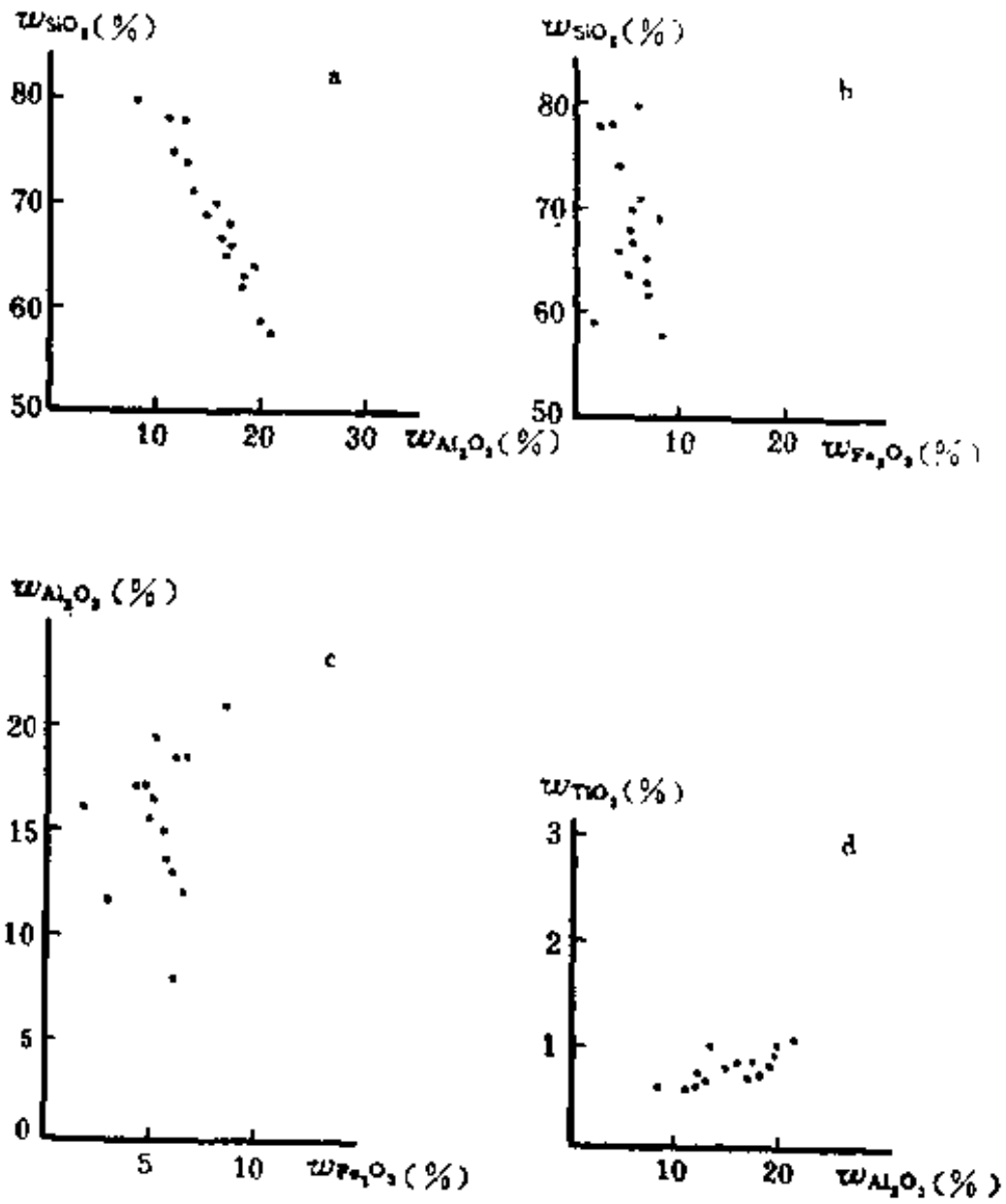


图 3—8 变质岩风化壳中SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3与TiO_2（%）的相关关系图

Fig. 3—8 Correlation among SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 and TiO_2 (%) in the weathering crust of metamorphic rocks

表 3—7 中生代火山岩风化壳化学成分及特征数值

Table 3—7 Chemical analyses and their characteristic values of weathering profile of Mesozoic volcanics in Putian, Fujian

剖面位置	样品号	剖面分层	化学成分 (%)										
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	P_2O_5
莆田东圳水库北岸	QZ-21	红色粘土	38.52	0.28	15.27	33.06	0.05	1.16	0.03	<0.01	0.45	0.47	0.16
	QZ-22	含风化火山岩残块的粘土	70.09	0.26	18.65	2.41	0.03	0.15	0.03	0.01	0.35	0.15	0.019
	QZ-23	高岭土化火山岩	74.86	0.18	15.76	1.35	0.050	0.19	0.06	<0.01	0.62	0.023	0.019
	QZ-24	弱风化火山岩	75.44	0.17	14.12	2.97	0.13	0.36	0.10	0.10	1.80	0.017	0.019
永春大丘头	a	全风化带	75.39	0.06	15.88	1.10		0.04	0.11	0.03	2.11		
	b	半风化带	76.05	0.06	14.71	1.08		0.11	0.17	0.46	4.47		
	c	高岭土化原岩带	76.40	0.05	13.15	2.40							
	d	原岩（火山岩）带	74.70	0.04	11.40	3.50	2.37		1.41	2.88	4.07		

剖面位置	样品号	剖面分层	化学成分			特征数值				资料来源
			H_2O^+	烧失量	总计	淋溶系数	残积系数	水化系数	红土化指数	
莆田东圳水库北岸	QZ-21	红色粘土	9.76	10.769	100.22	18.6	10.36	15.7	3.80	本文
	QZ-22	含风化火山岩残块的粘土	7.52	7.829	100.01	142.4	24.15	51	5.90	
	QZ-23	高岭土化火山岩	6.36	6.503	99.62	85.7	10.70	24	7.66	
	QZ-24	弱风化火山岩	4.86	5.103	100.33	53.49	6.68	11.5	8.01	
永春大丘头	a	全风化带		4.86		49.3	6.4		7.7	闽东南地质大队（1982）
	b	半风化带		2.30		21	2.5		8.4	
	c	高岭土化原岩带								
	d	原岩（火山岩）带				11	1.2		9.3	

（四）中生代火山岩风化壳

区内中生代火山岩风化壳各层的化学成分见表3—7。由表中看出，在风化壳形成过程中引起一系列元素的迁移和积累。从母岩（新鲜火山岩）到弱风化或半风化至全风化粘土岩，总体上表现为Al_2O_3、TiO_2、H_2O^+增加，Fe_2O_3、FeO、MgO、CaO、K_2O、Na_2O淋失，特别是Na_2O、CaO几乎淋失殆尽。SiO_2在东圳水库北岸火山岩风化层中相对于母岩来说，表现为淋失，而永春大丘头火山岩风化壳中则相反，在风化层中SiO_2含量有所增强。风化壳层的淋溶系数、残积系数总体上是前者大于后者，反映在矿物成分上东圳水库北岸火山岩风化壳中多石英，永春大丘头火山岩风化壳中主要是高岭石。风化壳层中所见粘土矿物主要是高岭石、埃洛石、伊利石、水云母；非粘土矿物以石英为主，其次是少量针铁矿、赤铁矿等，因而可以认为区内中生代火山岩在风化作用过程中主要是经过了水化作用，特别是水解作用阶段，粘土化作用形成了以高岭石为主的粘土矿物。在粘土化阶段，同时发生铁化（那怕是很微弱），这样便使风化壳层染成褐红色，成为红色粘土层。据红土化指数可以看出，区内火山岩在风化作用过程中形成的红土化程度很低。

（五）花岗岩风化壳

花岗岩风化壳化学成分和迁移指数见表3—8、表3—9。

由表中看出，花岗岩在风化作用过程中，从新鲜黑云母二长花岗岩到半风化花岗岩，FeO、MgO、CaO、Na_2O、K_2O淋失，SiO_2、TiO_2、Al_2O_3变化不大，Fe_2O_3、H_2O^+增加，说明半风化花岗岩处于风化作用的早期阶段，即主要为淋滤作用阶段，表现为碱金属、碱土金属元素及氧化亚铁易迁移淋失，粘土矿物主要是高岭石，其次为绢云母、水云母、蒙脱石。风化作用进一步发展，进入水解作用阶段，FeO、MgO、CaO、Na_2O、K_2O明显淋失，其中CaO、Na_2O、K_2O几乎淋失殆尽，TiO_2、Al_2O_3、H_2O^+增加，但在红色粘土层中Al_2O_3明显淋失，SiO_2在白色高岭土层中淋失，而在杂色高岭土以及红色粘土层中略有增加；粘土矿物主要是高岭石、埃洛石，其次为蒙脱石、伊利石、水云母，非粘土矿物为石英、赤铁矿、针铁矿等。从红色粘土层到半风化花岗岩，淋溶系数、残积系数、水化系数由大逐渐变小，据残积系数，红土化指数以及风化壳的矿物组成，说明本次所研究的花岗岩在风化作用过程中，主要是经历淋滤—水解作用，发育粘土化阶段，脱硅作用不彻底，富铝、富铁作用不明显，粘土矿物中未见三水铝石，红土化程度很低。红色粘土层主要是由于花岗岩在风化作用的早期阶段，高岭土化过程造岩矿物中的Fe^{2+}离子在氧化和水解条件下转变为Fe^{3+}，形成铁的氧化物和氢氧化物所致。看来花岗岩的红土化过程需要一个较长的去硅阶段，本次研究所遇到的花岗岩风化剖面中占主导的矿物是高岭土类矿物，硅与铝尚紧密地联结在一起，没有更高的温度或较长的时间尚难于完全分离。

（六）石灰岩风化壳

石灰岩红土风化壳多见于喀斯特溶洞中，红土层直接覆盖于石灰岩之上。红土风化壳

表 3—8 湛江山岱花岗岩风化壳化学成分及特征数值

Table 3—8 Chemical analyses and their characteristic values of granite weathering crust in Shandai, Zhanjiang, Guangdong

样品号		GZ-01	GZ-02	GZ-03	GZ 05	GZ-04
剖面分层		红色粘土	杂色高岭土	白色高岭土	半风化花岗岩	新鲜黑云母二长花岗岩
化学成分（%）	SiO_2	80.67	71.88	65.86	73.32	71.11
	TiO_2	0.51	0.44	0.41	0.31	0.30
	Al_2O_3	10.41	15.37	22.69	13.38	14.61
	Fe_2O_3	3.16	2.45	0.82	1.11	0.74
	FeO	0.22	0.11	0.11	0.70	0.91
	MgO	0.064	0.064	0.200	0.380	0.410
	CaO	<0.1	0.06	0.06	1.22	1.86
	Na_2O	<0.01	<0.01	<0.01	3.00	4.43
	K_2O	0.12	0.19	1.28	4.55	4.49
	MnO	0.004	0.005	0.006	0.027	0.039
	P_2O_5	0.032	0.032	0.017	0.056	0.100
	H_2O^+	4.69	6.42	8.70	0.840	0.069
	烧失量	5.186	6.373	9.000	0.890	0.135
	总 计	100.38	100.17	100.45	99.34	99.39
特征数值	淋溶系数	132	101	50	10	7
	残积系数	12	11	10	1	0.9
	水化系数	25	30	22	0.4	0.02
	红土化指数	11	7.5	4.8	8.1	8.0

表 3—9 湛江山岱花岗岩风化壳的迁移指数

Table 3—9 Migration indices of chemical components of granitic weathering crust in Shandai, Zhanjiang, Guangdong

样品号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+
GZ-1	+0.13	+0.70	-0.30	+3.27	-0.76	-0.85	-0.99	-1.00	-0.97	+67
GZ-2	+0.05	+0.47	+0.01	+2.31	-0.88	-0.85	-0.97	-1.00	-0.96	+92
GZ-3	-0.08	+0.37	+0.53	+0.11	-0.88	-0.55	-0.97	-1.00	+0.71	+125
GZ-4	+0.03	+0.03	-0.08	+0.50	-0.23	-0.14	-0.34	-0.32	+0.01	+11.2

的规模取决于喀斯特地貌的发育程度和溶洞的大小。

本次所观察的石灰岩红土风化壳，其母岩为主要由方解石组成的石灰岩。由表 3—10 中看出，在红土层中 SiO_2、Al_2O_3、TFe_2O_3、TiO_2 的总量为 89%—91.73%，说明石灰岩在形成红土风化壳过程中Ca、Mg 遭受强烈的淋失，而与母岩相比，SiO_2、Al_2O_3、TF_2O_3增加，它们分别增加97%—99%、99%和98%—99%。这表明石灰岩红土风化壳的形成具有明显的富铝、富铁特点，而SiO_2 富集可能是风化后残留所致。从红土化指数看均超过 1，石灰岩红土化程度低。

表 3—10 粤西信宜马鞍山石灰岩红土风化壳主要化学成分

Tabe 3—10 Major chemical component analyses of red clay in the karst area of Ma'anshan, Xingyi County, west Guangdong

样品号	岩石名称	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	红土化指数
M-03	红土	58.07	8.81	20.83	1.29	3.7
M-01	红土	71.11	5.00	12.17	0.45	8.2
M-02	石灰岩	1.46	0.12	0.13	0.03	

据韦启蕃等（1983）计算，在石灰岩区形成1米厚风化壳需要627米的基岩风化，根据同一作者的计算，1米土层的形成需要1.3—3.2万年。这一方面说明石灰岩风化壳的积累是相当缓慢，同时亦说明石灰岩要形成厚的红土风化壳必需是有稳定的构造环境和巨厚的原岩及长期的温湿条件。由于研究区新构造运动较强烈，故难以形成厚的石灰岩红土风化壳。从另一方面说，岩溶红土，尤其是较厚的红土难免没有迁积成分，对它们红土化的过程也就很难确定。我们这次工作主要是为了探索岩溶红土中含Au的可能性，对于具有卡林型金矿的地区，岩溶红土中含Au丰度会高些，形成红土型金矿是可能的。由于我们随意选择的岩溶红土剖面并不在具有卡林型金矿的粤西的一个点上，给我们提供的信息是否定的。但这并不排除在滇、桂、黔已知产卡林型金矿的地区找到岩溶红土金矿的可能性。

（七）小　　结

根据上述各岩类风化壳剖面中基本元素地球化学特征资料的介绍，可以得出下列几点认识：

1．岩石在风化作用过程中引起了一系列元素的迁移和沉积，总体上是碱金属（K、Na）、碱土金属（Ca、Mg）以及SiO_2、FeO淋失，Al_2O_3、Fe_2O_3、TiO_2、H_2O^+增加，但是不同岩类或同一岩类在风化过程中元素的富集次序和淋失次序，相对于母岩而言有所不同，现以各类岩石风化壳红土层为例，见表3—11。从表中看出，各类岩石风化壳红土层富集次序虽略有不同，但以Fe_2O_3富集量最高；在被淋失的元素中，CaO、Na_2O淋失量最

表 3—11 研究区各岩类风化壳红土层元素的富集和淋失次序

Table 3—11 A suggested order of elemental enrichment and leaching during lateritization processes of various kind of rocks in the researched areas

岩石名称	富集次序	淋失次序
莲莱玄武岩	$Fe_2O_3>Al_2O_3>TiO_2$	$CaO>Na_2O>MgO>K_2O>FeO>SiO_2$
海安玄武岩	$Fe_2O_3>TiO_2>Al_2O_3$	$CaO、Na_2O>MgO>K_2O>FeO>SiO_2$
辉长岩	$Fe_2O_3>TiO_2>Al_2O_3$	$CaO>MgO>Na_2O>FeO>SiO_2>K_2O$
中生代火山岩	$Fe_2O_3>MgO>TiO_2>Al_2O_3$	$Na_2O>K_2O>CaO>FeO>SiO_2$
中生代花岗岩	$Fe_2O_3>TiO_2>SiO_2$	$Na_2O、CaO>K_2O>MgO>FeO>Al_2O_3$
那大变质岩	$Fe_2O_3>FeO>SiO_2$	$K_2O>Na_2O>CaO、MgO>Al_2O_3>TiO_2$
平扩变质岩	$Fe_2O_3>TiO_2>Al_2O_3$	$CaO>K_2O>MgO>SiO_2$

大，其次是K_2O、MgO，在多数风化壳中它们几乎淋失殆尽；Fe^{2+}离子在水解和氧化作用下部分转变为Fe^{3+}，形成赤铁矿、褐铁矿等沉淀下来。

2．SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3是风化壳的主要组分，其含量占总量的75%—85%，它们的含量及其相互关系明显地制约着风化壳的地球化学特征。在风化作用过程中，脱硅作用和富铝富铁作用愈强烈，则红土化程度就愈高，反之，红土化程度就低。据红土化指数可以看出，区内风化壳红土化程度由高到低，依次为玄武岩→辉长岩→火山岩→花岗岩→变质岩，变质岩风化壳红土层多为砂质红色粘土。

3．红土风化壳在发育过程中，虽然经历粘土化（高岭土化），铝土矿化和褐铁矿化三个阶段，并以铝土矿化作用为特征，但是上述三个阶段是不可分割的，总是相互联系的，实际上在风化作用早期阶段的粘土化作用过程中，就伴随着有铝化和铁化作用，如含铁铝硅酸盐、硅酸盐矿物经水解作用转变为粘土矿物，同时Fe^{2+}离子就氧化为Fe^{3+}，部分形成铁的氧化物，Al_2O_3则和Fe_2O_3及少量SiO_2结合形成铝土矿。

4．从SiO_2与Al_2O_3、SiO_2与Fe_2O_3和Al_2O_3与Fe_2O_3含量的相关关系来看（以玄武岩风化壳为例），它们有很好的线性函数关系。在粘土化阶段，SiO_2与Al_2O_3、Fe_2O_3呈负相关关系；铝土化阶段SiO_2与Al_2O_3呈负相关，Al_2O_3与Fe_2O_3呈正相关或“等相关”关系；铁化阶段它们均表现为负相关。不难看出，上述三阶段的转化主要取决于SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3的含量及其相互关系。同时从Al_2O_3与Fe_2O_3的相关关系中看出，当风化壳中铁铝质同样发育时，形成铁铝质层，但铝铁的集聚往往并不都是同样发育，因而在有的风化壳中富铝作用明显，可形成铝土矿层（如蓬莱、漳浦玄武岩风化壳），而另一些风化壳中富铁作用强烈，形成铁壳或含铁结核粘土（从海安、灵山玄武岩）。

5．研究结果表明，区内各岩类在风化过程中都可形成红土风化壳（红色粘土）。但是有些岩类未经历富铝化阶段，而直接步入红土化阶段，如火山岩、花岗岩以及多数变质岩的红土风化壳，其Al_2O_3含量约为10%—16%，未见有铝土矿形成。这些岩石的红土风化壳（红色粘土）主要是经历高岭土化作用，母岩中的低价铁元素或化合物经氧化作用，形成高价铁氧化物，以及高价铁（Fe_2O_3）在风化作用过程中经水解作用形成铁的氢氧化物和氧化物，SiO_2则残存于高岭土中的结果，因此，可以认为红土型风化壳的形成可以不经过富铝化作用，关键是铁化作用，那怕它是很微弱的。

四、红土化过程中微量元素地球化学行为

（一）元素富集因子（*ER*）

据对红土化风化剖面中20余个元素的综合分析，剖面中元素的迁移、沉积、富集、残留、贫化与其原岩性质、原始的元素丰度、风化条件（如气候、水文、地貌等）及元素本身的地球化学性质有关。为了对元素在风化过程中的地球化学行为有一较为定量的描述，必须考虑风化过程中各种因素，如各风化带的岩石比重、风化过程是否在等容条件下进行等等，因此在讨论本章有关元素的地球化学行为时，我们采用了元素富集因子（*ER*）这个概念。

所谓元素富集因子系指在风化剖面中基岩和各风化带岩石的等体积样品中元素的浓度比值，可用下式计算：

$$\text{富集因子}\ (ER)=\frac{\text{风化带岩石比重}}{\text{基岩比重}}\times\frac{\text{风化带元素含量}}{\text{基岩元素含量}}$$

式中“风化带元素含量”系指某元素在某一风化带中的平均浓集值，“基岩元素含量”系指该元素在基岩即原岩中的平均含量，“风化带岩石比重”和“基岩比重”是指特定的风化带和基岩的比重。假定元素原始是均匀分布的，这个因子提供了一种元素在发生等容作用（指腐泥岩带和粘土带；而含铁带为不等容过程，在计算时需取近似比重）的剖面中运移的评价方法。在基本等容作用情况下，*ER* 值大于 1 表明元素富集，小于 1 表明贫化，等于 1 表明该元素在此过程中基本没有变化。由于大多数元素在基岩中不是绝对均匀分布的，而只是有选择地分布，因此对于在风化过程中其成分基本没有变化的情况应允许有10%—15%的误差范围。

据对区内各类红土化风化产物的测算，一般表层红土（或粉砂质土）比重为1.78—1.82g/cm³（平均为1.797g/cm³），含铁带（包括铝土矿层、铁壳、豆石层）近似比重为1.93—2.19g/cm³（平均为2.03g/cm³），（杂色）粘土带的比重为1.77—1.84g/cm³（平均为1.80g/cm³），腐泥岩带的比重为1.92—2.15g/cm³（平均为2.00g/cm³）。另据西澳大利亚大学地质系和澳大利亚 Reynolds 矿业股份有限公司对博丁顿红土型金矿的各风化带和基岩的比重测定，其含铁带比重为2.0g/cm³，粘土带为1.8g/cm³，腐泥带为2.0g/cm³，长英质火山岩基岩为2.7g/cm³，镁铁质火山岩基岩为2.9g/cm³。根据上述结果和对比原则，对区内各风化带的比重采用以下近似值：表层红土为1.8g/cm³，含铁带为2.0g/cm³，粘土带为1.8g/cm³，腐泥岩为2.0g/cm³。

表 4—1 玄武岩风化剖面微量元素(10^{-6})

Table 4—1 Trace elements in the weathering profiles of basalts(10^{-6})

剖面位置	剖面分层	Y	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Ga	Ge	Au①	Sr	Ba	La	Ce
海南灵山	红土层	—	—	281	730	99	197	103	152	52.7	47.1	1.62	24.5	9.16	104	—	—
	含铁层	—	—	373	1065	36.8	226	142	159	64.7	56.8	3.7	21	5.64	59	—	—
	粘土层	—	—	236	323	50.5	254	91.3	119	38	45.6	1.75	29	3.66	476	—	—
	半风化岩	—	—	154	257	43.4	114	49	123	29.7	21.8	1.0	11	307	228	—	—
	基岩	—	—	148	228	39.4	131	48.3	144	39.3	21.2	0.98	9	333	221	—	—
海南蓬莱	红土层	36.8	34	310	90	55	275	83	132	58	36	1.31	12.8	355	790	128	222
	含铁铝土层	21.1	29.9	317	976	73	125	81	106	61	21	2.35	9.1	134	235	60.2	124.3
	粘土层	27.7	31	313	551	55	251	100	151	70	39	1.61	13	219	531	15	181
	腐泥岩	11.9	10.1	258	283	12	228	100	135	47	28.2	2.26	1.1	78	146	71.3	152
	基 岩	37.7	16.2	147	258	58	46	74	152	40	10.5	1.21	7.5	606	518	46.8	61.7
徐闻海安	红土层	33.1	25.6	326	112	122	306	137	180	53	31.8	1.68	9.1	31	156	35.2	76.6
	含铁层②	25.3	31.6	507	512	376	252	202	164	70	21.4	1.01	8.7	12	1193	23.7	186
	粘土层	14.6	28.2	399	396	88	290	165	118	50	36	1.41	1.3	15	109	12.8	73.6
	腐泥岩	18.8	29	262	383	60	424	139	107	41	35	0.92	11.3	18	289	17.4	51.5
	基岩	16.6	16.6	202	172	64	251	95	137	36	14.5	0.94	1.2	429	248	14.4	27.1
遂溪东吴山	铝土矿层	—	—	200	472	6.7	66.5	48.1	41.4	17.2	24.5	0.66	0.74	—	—	—	—
	粘土层	—	—	139	208	9.93	112	53.7	40.5	23	25.2	1.59	1.8	—	—	—	—
	腐泥岩	—	—	203	364	21.8	268	212	86	30.6	31.4	1.55	2.3	—	—	—	—

① Au为$\times 10^{-3}$；② 系含铁锰结核和褐铁矿（铝土矿）层合并；—表示未作分析。

（二）玄武岩风化剖面的微量元素地球化学

海南灵山第四纪玄武岩风化剖面、海南蓬莱第三纪玄武岩风化剖面、广东海安第四纪玄武岩风化剖面及福建漳浦第三纪玄武岩风化剖面的元素分析结果列于表4—1中。

由于在漳浦剖面上没有采集到新鲜玄武岩，因此，对该剖面的 ER 值无法计算，对其剖面的元素特征在这里不作对比分析。

上述剖面元素的ER值列于表 4—2 中。

1．各剖面中微量元素的活动性

（1）灵山剖面

灵山剖面系第四纪玄武岩经风化而形成的。从表 4—2 可以看出，在半风化玄武岩层中，K、Na、Ca、Mg、Sr、Ba 等碱性金属和碱土金属元素已发生一定规模的淋失，Si、Zn、Mn、Ni也发生淋失，只有Co、Fe、Ga、Al、Ti、V、Cu、Au等元素基本不变，H_2O加入的也较少；在腐泥岩层中，碱土金属等元素大量淋失，Si、Mn、Zn 淋失也较多，而Ba 却升高，有些异常，结构水（H_2O^+）明显增多，Fe、Ni、Ga、Au明显富集，而 Al、Ti、V、Cr、Pb、Ge 则基本还是残留下来。在含铁层中，由于体积减小（即不等容过程）而导致一些不活泼元素如Ga、V、Cr、Pb、Al 等元素明显富集，同时，Fe 也从上部层位中被搬运而重新沉淀于含铁层中，使铁明显富集。在表层红土层中，受有机质及生物影响，一些元素的含量有所回升，如 Si、Mn、Co 等，其余元素特征与腐泥带的相似。有关微量元素的ER 值在红土剖面上的变化趋势见图 4—1。

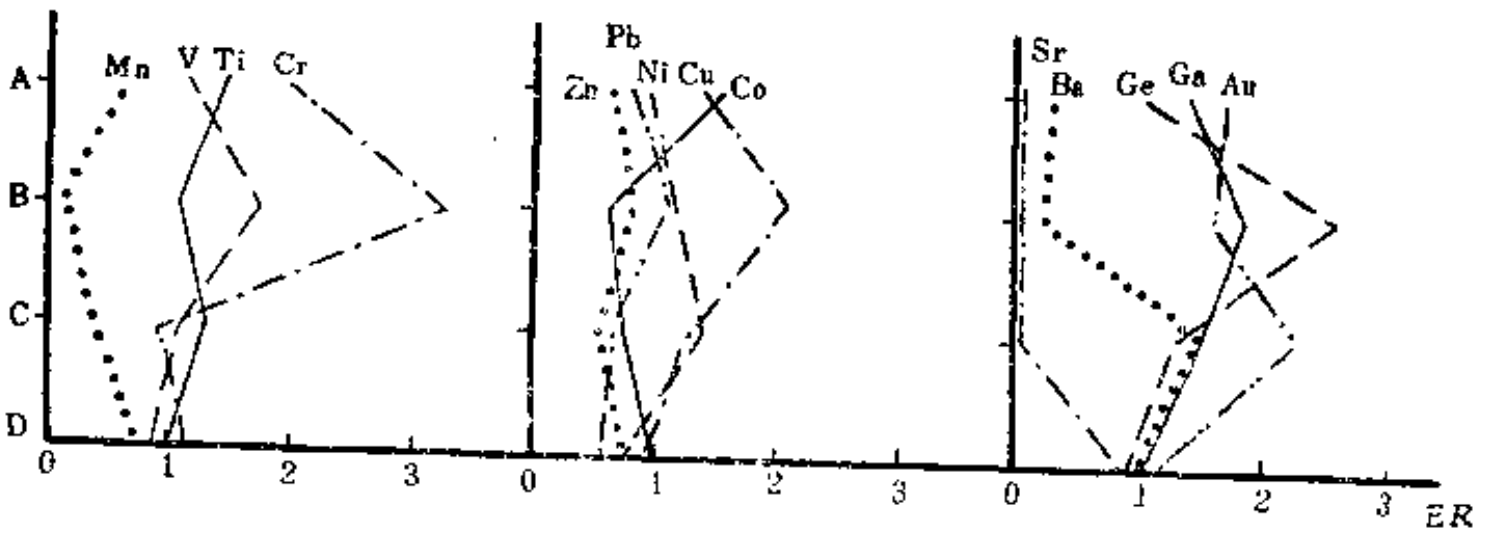


图 4—1　灵山红土剖面微量元素变化趋势图

Fig. 4—1　Variation trend of the trace elements of the lateritic profile in Lingshan, Hainan Province

A—红土层；B—含铁层；C—腐泥岩；D—半风化玄武岩

（2）蓬莱剖面

蓬莱红土化剖面由第三纪玄武岩风化而成，并形成铝土矿层（局部夹有钴土矿层）。剖面中含铁带有二层：上层为铁铝质豆石层（B层），下层为铝土矿层（C层）。在腐泥岩与基岩交接处，各种碱金属，碱土金属元素及Si、Y等发生大量淋失（见表 4—2）；此外，Au、Zn、Mo、Co 等元素也有程度不同的贫化，这可能是由于地下水位的变动造成这些较易活动元素的迁移所致。该层中Ce、Sc、Ga、Ni、Al 等元素大量富集，且H_2O^+的富集程度异常高，反映了此层也是含Ga、Al、Ce、Sc等元素的三水铝石的主要富集层。在粘土层中，

表 4—2 玄武岩风化剖面中元素富集因子(ER)

Table 4—2 Enrichment factors of the elements in the weathering profiles of basalts

类别	亚类	元素	海南灵山(Q)				海南蓬莱(Tr)				广东海安 (Q)			
			Sb	Sap	Fz	Lt	Sap	Cz	Fz	Lt	Sap	Cz	Fz	Lt
I	Ia	K	0.60	0.05	0.01	0.17	0.08	0.08	0.03	0.05	0.05	0.05	0.03	0.12
		Na	0.76	0.01	0.002	0.004	0.03	0.03	0.03	0.02	0.15	0.01	0.01	0.02
		Ca	0.73	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
		Mg	0.68	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.07	0.02	0.01	0.02
		Sr	0.83	0.01	0.01	0.02	0.09	0.22	0.15	0.38	0.03	0.02	0.02	0.01
		Ba	0.92	1.48	0.18	0.29	0.19	0.64	0.39	0.95	0.80	0.27	0.88	0.39
		P	0.8	0.59	0.64	0.11	0.85	0.58	0.48	0.54	0.51	0.57	0.67	0.27
		Y					0.22	0.46	0.38	0.61	0.78	0.54	1.05	1.25
		Si	0.81	0.43	0.31	0.33	0.11	0.36	0.22	0.32	0.41	0.38	0.22	0.45
		Zn	0.77	0.57	0.76	0.66	0.61	0.62	0.50	0.51	0.54	0.67	0.86	0.82
	Ib	Cu	0.91	1.30	2.03	1.32	0.98	0.89	0.83	0.74	1.01	1.08	1.55	0.90
		Mn	0.64	0.31	0.14	0.62	0.60	0.70	1.05	0.66	0.16	0.31	7.47	1.03
		Co	0.98	0.88	0.64	1.56	0.50	0.59	0.87	0.59	0.65	0.85	4.22	1.18
		Fe	0.95	1.54	2.47	1.14	1.23	1.20	2.15	1.33	1.33	1.62	3.21	1.15
	Ic	Ce	—	—	—	—	1.70	1.82	1.39	2.23	1.31	1.68	4.73	1.75
		H_2O^+	1.76	5.0	4.61	4.76	10.51	9.49	11.69	9.92	7.19	5.33	5.81	5.31
		Sc					1.72	1.19	1.27	1.30	1.20	1.05	1.39	0.93
		Au	1.10	2.22	1.51	1.59	0.10	1.08	0.81	1.08	1.83	0.64	1.51	1.34
		La					1.07	1.26	0.88	1.70	0.83	0.53	1.11	1.52
	Id	Ni	0.78	1.34	1.19	0.93	3.12	3.39	1.88	3.71	1.16	0.72	0.73	0.73
		Ge	0.91	1.23	2.6	1.03	1.29	0.84	1.34	0.97	0.67	0.93	0.79	1.11
II		Ga	1.09	1.48	1.85	1.38	1.85	2.30	1.36	2.13	1.66	1.54	1.10	1.36
		Al	0.97	1.26	1.03	1.19	1.62	1.40	1.46	1.36	1.27	1.07	0.77	1.14
		Ti	1.04	1.31	1.10	1.16	1.05	1.01	0.97	1.21	1.20	1.20	1.13	1.16
		V	0.93	1.10	1.74	1.18	1.21	1.32	1.63	1.31	0.89	1.23	1.82	1.09
		Pb	0.68	0.67	1.14	0.83	0.81	1.08	1.11	0.90	0.78	0.86	1.41	0.91
		Cr	1.01	0.98	3.22	1.99	0.76	1.33	2.52	0.22	1.53	2.15	2.16	1.49

注：Sb—半风化玄武岩；Sap—腐泥岩；C_z—粘土层；F_z—含铁（锰）层；Lt—表层红土层；

I—活泼元素；II—不活泼元素。

元素的活动性与腐泥岩层中的十分相似。在含铁带中的C层，Si大量淋失，而Mn、Co、Cr相对富集，Al和H_2O^+的*ER*值最高，表明该层也是主要的铝土矿层；B层Fe相对富集，而La、Ce等元素贫化，Co、Mn等元素也贫化，反映了该层比较特别的地球化学条件。表层红土层相对于B层，其元素Sr、Ba、Si、Ce、La、Ni等相对富集。整个剖面中，Ti、V、Pb等不活泼元素变化不大。综观整个剖面，其元素在各风化层中的变化趋势见图 4—2。

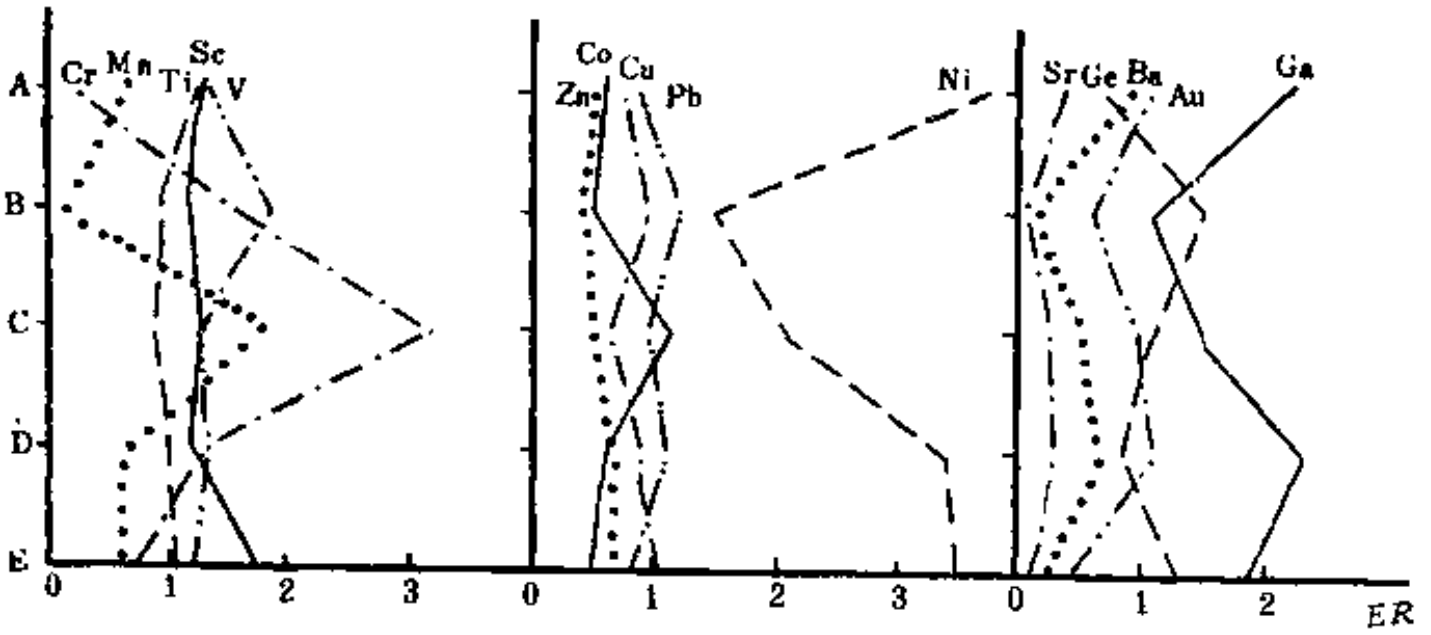


图 4—2　蓬莱红土剖面微量元素变化趋势图

Fig. 4—2　Variation trend of the trace elements in the lateritic profile in Penglai, Hainan Province

A—红土层；B—含铁层；C—铝土矿层；D—粘土层；E—腐泥岩层

（3）海安剖面

该剖面位于雷州半岛，系第四纪玄武岩风化形成。该红土剖面较蓬莱红土剖面少铝土矿，多褐铁矿、针铁矿等铁矿物，并形成明显的含铁结核和鲕粒、豆石层，反映在微量元素的特征上也有较大的差别（见表4—1，4—2）。

在腐泥岩层中，碱金属、碱土金属元素及Si大量淋失，Mn、Co、Zn部分淋失，而最明显富集的是Au，这与蓬莱剖面形成对照，其它元素的富集程度不高。粘土层中Au发生了贫化现象。含铁层可以分为豆石层（C层）和富铁层（B层），两层的微量元素地球化学行为相似；含铁层中的铁是再沉积的结果，明显富集；此外，与Fe化学性质相似的Co、Mn和Ce、Y等稀土元素也发生了明显的富集；此现象与蓬莱红土剖面相反，这是否与载稀土矿物有关待进一步探讨；该层中金也是富集的，而Al似乎出现了贫化现象。表层红土中元素的活动性与其它玄武岩红土剖面中的相似。整个红土剖面中，微量元素在各风化层中的变化趋势见图4—3，从图中可以看出，它与蓬莱红土剖面中微量元素的变化趋势是有较大差别的，尤其是在富铁层中。

2．剖面中元素的活动性分类

据红土剖面中元素的分布特征，可以将它们分为活泼元素和不活泼元素两大类（见表4—2）。第一类活泼元素系指在红土化过程中其地球化学性质活泼、发生了较大的迁移活动和再沉积活动。第一类元素根据其化学组分行为可再分为：

Ia：基本贫化的组分；

Ib：经迁移再沉积的组分；

Ic：基本富集的组分；

Id：具不规则行为的组分。

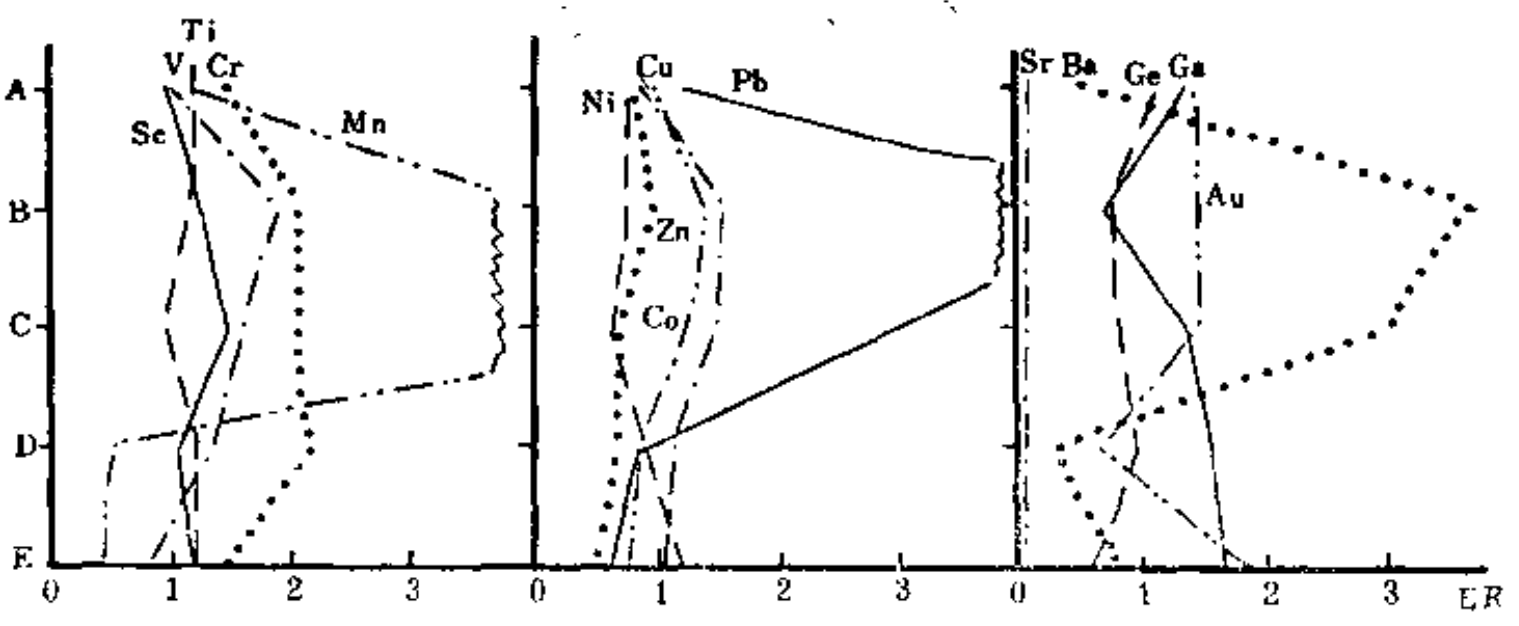


图 4—3　海安红土剖面微量元素变化趋势图

Fig. 4—3　Variation trend of the trace elements in the lateritic profile in Hai'an, Xuwen Guangdong

A—红土层；B—铁壳；C—豆石层；D—粘土层；E—腐泥岩层

第二类元素基本上系不活泼的元素，在红土化过程中表现为残余富集的组分。

Ia 类元素基本上从剖面中淋失，不发生再沉积（或再沉积的规模甚小），在剖面中贫化。这些元素主要是地球化学性质异常活泼的碱金属元素K、Na 等，碱土金属元素 Ca、Mg、Sr、Ba等及Zn、Sr、Y、P等元素。红土化作用使这些元素从原生矿物中游离出来，在水溶液中形成易溶的离子形式，如简单的阳离子（K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Sr^{2+}、Ba^{2+}、Zn^{2+}等）、阴离子含氧基（PO_3^{3-}，SO_4^{2-}等）、氢氧化物（$SiO_2 \cdot nH_2O$）等和一些易溶络合物(如Y等)，这些元素通过地下水从剖面中被迁移出来，造成剖面中这些元素的贫化。

Ib 类元素以Fe 为代表。Fe从整个红土剖面来说基本是富集的，但在各个风化层中的富集程度不同。剖面中Fe 的氧化物或氢氧化物的含量多少是造成剖面颜色变化的主要因素。在酸性的含自由氧的介质中，已形成的针铁矿等铁氧化物会发生分解面呈 Fe^{3+}（aq）和 Fe^{2+}(aq) 向下迁移；在弱还原和弱酸性条件下，Fe 可以呈Fe^{2+}(aq) 迁移，从而使Fe从较低层位搬运而沉淀于目前的含铁层中。从表4—2中可看出，玄武岩红土剖面中含铁层的Fe的*ER*值明显高于其它层，反映了Fe在剖面中这种经迁移再沉积的特征。此外，因Co、Mn 的地球化学性质与Fe相似，此两种元素在剖面中也发生了类似的作用，它们在含铁层中的含量明显高于其它层。Cu 在粘土层富集程度较高，可能是 Cu 主要被吸附于高岭土矿物中，Cu在含铁层中富集程度也较高。

Ic 类元素系在红土化过程中是相对富集的活泼元素。这类元素主要有 Ce、La、Sc、Au、Ga等，它们通过其本身的地球化学活泼性，可以被吸附在某些风化产物中，如 La、Ce主要是被吸附于粘土矿物中，Ga 在原生矿物如长石等中常替换 Al^{3+} 的位置，风化后也伴随Al出现在三水铝石和粘土矿物中。它们的迁移和富集，可能反映了红土化剖面中存在有规模不大的侧向迁移和沉淀作用，而并非单一的纵向迁移和富集。

Id类是具不规则行为的元素，以Ni为代表。从表4—2中可以知道，研究区内的灵山剖面Ni 基本为残余的，蓬莱剖面表现为Ni 迁移后的富集，海安剖面中的Ni 则表现为贫化，这表现出 Ni 的不规则的地球化学行为。同时也反映其基岩的地球化学性质，Ni 富集的蓬

莱剖面的基岩为碱性橄榄玄武岩，本身易风化，形成较多的铝土矿及部分钴土矿，造成Ni富集；海安的基岩为普通玄武岩，虽本身含 Ni 量较高，但风化产物中以Fe^{3+} 为主，很少形成富Al的风化产物，造成Ni 的贫化。

第二类元素（Ⅱ）主要为不活泼的元素（见表 4—2)。这些元素在所有风化带中 保持着同基岩浓度相差范围不大的含量（*ER*值0.8—1.2之间)，但在含铁层中由于其体积减小（含铁层的形成是在不等容条件下进行的）而明显富集。Ti、(Cr)、V、(Al)、Zr等元素基本保留在抗风化的原生矿物中，如锆石（Zr、Th、Nb，蓬莱玄武岩风化剖面中锆石多，形成红锆石宝石层)、磁铁矿（V、Cr)、金红石和锐钛矿（Ti)、刚玉（Al，蓬莱风化剖面中形成可供开采的蓝刚玉宝石层)。(Al)、Ga、Pb等元素从原生矿物中游离出来后可形成弱的可溶性化合物及少量针铁矿、赤铁矿。由铝硅酸盐水解后形成的矿物（高岭石等粘土矿物、三水铝石）是红土风化带中主要的组成矿物。Ga 的地球化学性质与 Al 相似，由于它的氢氧化物不易溶，主要赋存于 Al 的原生和次生矿物中。Pb 在表生氧化带也只形成难溶或弱溶的络合物或其它化合物如白铅矿。因此，上述元素在剖面上是不活泼的、即残留的。

对于微量元素在红土化过程中的地球化学行为，受制于主元素的变化、矿物的物理化学性质及整个红土化过程中介质的酸碱度及氧化还原电位。下面仅对 Ga、V、Mn、Co、Ni、Cu等元素的地球化学行为作一讨论。

Ga：Ga 在玄武岩中仅存在于斜长石和磁铁矿中，由于Ga^{3+}（0.062nm）与Al^{3+}（0.063nm）和Fe^{3+}(0.064nm）具有相似的离子半径，Ga总是与Al紧密伴生，随着Al含量增加，Ga含量也相应增加，说明Ga主要赋存于高岭土及铝土矿中。此外风化产物中Ga与Fe呈反比关系，反映了Fe^{3+}在红土化过程中进一步活化，取代了Ga^{3+} 的位置，使 Ga^{3+}在Fe^{3+}增长的情况下淋失掉。蓬莱地区Ga与Ni成正相关（$r=0.95$)，而海安地区 Ga与Ni成负相关（$r=-0.51$)。

V：V 主要赋存于玄武岩的磁铁矿、辉石及含钛矿物中。在红土化过程中 V 总体上随TiO_2含量的增加而增加，V 在风化过程中可以在含铁的水化物（如水针铁矿等）中沉淀，所以在铁质结核及铁壳中 V 的含量高。

据数理统计，在蓬莱地区V与Fe_2O_3的相关性为0.94，与H_2O^+的相关性为 0.62；在海安地区V与Fe_2O_3的相关性为0.67。V也可以被粘土矿物吸附（如灵山地区 V 在粘土层中的*ER*值达1.74)。红土和粘土常吸附阴离子，被吸附的V呈高价的钒酸盐状态。在蓬莱地区，V与Pb呈正相关（$r=0.89$)，与 Cu 呈弱正相关（$r=0.54$)，与 Cr、Co 基本不相关，而与Zn呈负相关（$r=-0.76$)；在海安地区，V 与 Co（$r=0.89$)、Cu（$r=0.97$)、Pb（$r=0.96$)、Cr（$r=0.79$）均呈正相关，而与 Zn 呈弱正相关（$r=0.59$)，反映了 V 在两地区基岩中赋存矿物的差异和风化过程中各种因素对 V 等元素的影响。

Mn：Mn在玄武岩中赋存于铁镁矿物中。蓬莱地区和海安地区铝土矿和褐铁矿等矿物中均有 Mn 的氧化物存在，呈黑色皮壳或被膜固定于上述矿物的表面，这些黑色被膜很可能是吸附从风化过程中被淋滤出来的Cu、Co、Ni、Cr等的吸附剂。蓬莱地区Mn 常富集于粘土层上部和铝土矿层中的钴土矿中，系表生富集，其中最高Mn含量可达35.06%，常见的锰矿物有软锰矿、褐锰矿等，但量一般较少。在海安地区 Mn 常赋存于褐铁矿及含铁水化物中。在蓬莱地区，Mn 与Al_2O_3 呈正相关（$r=0.66$)、与Fe_2O_3 呈弱负相关（$r=-$

0.31)、与Co（$r=0.97$）、Cr（$r=0.72$）呈正相关；在海安地区Mn与Al_2O_3（$r=-0.63$）呈负相关，与Fe_2O_3（$r=0.89$）呈正相关，与Co（$r=0.99$）、Cu（$r=0.78$）、Cr（$r=0.67$）、V（$r=0.84$）呈正相关。这从另一侧面说明了两地区风化过程的一些差异性。

Co：Co主要混合于玄武岩的锰铁氢氧化矿物中。从其化学性质来说Co是表生富集的，如蓬莱地区铝土矿层往往夹有一层或数层薄薄的钴土矿。在风化产物中，Co和Mn呈强正相关（蓬莱地区$r=0.97$，海安地区$r=0.99$），Co与Fe_2O_3的关系不稳定（蓬莱$r=-0.20$，海安$r=0.85$），Co与Al_2O_3的关系也不稳定（蓬莱$r=0.50$，海安$r=-0.61$），反映了两地区的基岩及风化产物的一些差异性。在蓬莱地区，含钴矿物以钴锰氢氧化物为主，次为铁的氢氧化物及少量锰的氧化物；也有少量在铝土矿中。据海南地质大队资料，含Co、Mn的氢氧化物为“镍羟锰钴矿”〔(Co,Mn)O(OH)〕，呈胶状，隐晶质，其电子探针分析结果（%）是Al：9.5—14.25，Mn：28.57—35.06，Fe：0.23—0.91，Co：7.29—10.16，Ni：0.08—0.24，Cu：0—0.83，显然其中还混有其他矿物。此外，Co在风化带中可以被粘土矿物所吸附。总之，Co与Mn等元素在剖面的含铁层和粘土层上部较为富集。

Ni：Ni在玄武岩中主要赋存于铁镁矿物中，蓬莱地区红土剖面中富Ni的ER值均大于1，Ni与Ti（$r=0.92$）、Al_2O_3（$r=0.7$）、H_2O^+（$r=0.64$）、Ga（$r=0.96$）等关系密切，而与Fe几乎无关，反映了在蓬莱地区Ni主要与铝土矿及高岭土矿物有关。海安地区红土剖面中只有腐泥岩中富集Ni，其余层位均贫化。无论是蓬莱、海安，还是灵山红土剖面，从腐泥岩往上至含铁层，其Ni的ER值逐步降低，说明Ni主要是在还原环境中富集，而在氧化环境中主要是迁移，即取决于Eh值。当然，Ni还受其它因素控制，如伴生元素、基岩性质及风化产物等。

Cu：灵山地区红土剖面中，Cu的变化较大，含铁层的ER值达2.03；蓬莱地区Cu的变化不大，其ER值在0.71—0.98之间，含铁层ER值为0.95；海安地区Cu的ER值为1.57（均值），可见在含铁层中Cu有明显相对富集的特征。由于Cu^{2+}的电位小于3，因此它在风化过程中易被溶解面转入溶液淋失掉，但在含铁层中Cu相对富集，这种现象可能是后来的铝土矿化作用或粘土矿物的吸附作用、酸度的变化、氧化作用及有机质的吸附作用引起的。

总之，在强烈的红土化过程中，导致了元素的迁移和残留、贫化和富集。在此过程中：

（1）从腐泥岩→含铁层，活泼元素如Ni、Cu、Zn、Au等均有减少的趋势；

（2）表层红土中，Ni、V、Ga、Co等元素有程度不同的富集，该层中腐殖质较多，这些元素可以被有机质吸附而固定；

（3）在含铁层中，Fe明显富集，该层中Fe是经过再次活动后再次沉积的，Fe^{3+}取代了Ga^{3+}的位置，导致Ga在该层中的贫化。同时，Au、Cu、Mn、Co、Ce等活泼元素在该层中富集，说明在该层形成过程中这些元素可以与Fe^{3+}一起沉积于氧化带上，其中Ce富集程度很高；

（4）含铁层中，由于不等容作用使体积减小，使不活泼元素诸如V、Cr、Pb、Ge等在含铁层中显得富集；

（5）在铝土矿层中，Ga显著富集，反映了Ga与Al相似的地球化学性质。同时在铝土矿中还夹有薄层的钴土矿；

（6）在粘土层中，Ce、Ga、Ni、Cr、V 等元素富集，这与粘土的吸附作 用有 关；

（7）在腐泥岩中，Ni、Au、Cu、Ce、Sc、Ga 等元素富集。该层位于潜水面附近，其 pH-Eh变化较大，容易淋失和富集一些元素。

（8）剖面中某些元素如 Ga、Ce、Fe、Al 等在各风化带均有富集，表明它们是剖面上某些地方迁入的，反映了在红土化过程中存在有规模不大的元素侧向迁移和沉淀。

3. 红土化过程中稀土元素行为特征

研究区的玄武岩经红土化作用，形成了 Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2-H_2O 构成的 表生矿物组合和残余矿物组合。P. Hendelson（1984）指出，风化过程对 REE 配分的影响主要取决于原岩、流体和风化产物的 REE 的化学性质，同时也取决于风化作用的物理化学 条件。在风化过程中 REE 是易活动的。在强烈的化学风化过程中，HREE 在溶液中形成重碳酸盐和有机络合物，优先被溶解迁移，因为它们比 LREE 形成的重碳酸盐和有机络 合 物更易溶。

（1）稀土元素行为特征

本区玄武岩及其风化产物的REE含量见表 4—3、4—4。

表 4—3 蓬莱风化剖面稀土元素成分(10^{-6})

Table 4—3 Rare eareth contents in the lateritic profile in Penglei,Hainan Province(10^{6})

岩石(土)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
红　土	128	222	24.1	95.2	17.1	2.51	14.9	2.02	10	1.81	3.39	0.50	2.08	0.26	36.8
铁质结核	19.4	33.6	3.63	12	1.33	0.43	1.36	0.41	1.34	0.36	0.67	0.13	0.83	0.10	4.98
铝质结核	101	215	21.1	78.6	15.2	4.80	15.9	2.33	12	2	3.65	0.53	2.02	0.23	37.3
粘　土	95	181	19.2	71	13.4	3.99	12.2	1.64	7.91	1.36	2.69	0.46	1.89	0.24	27.7
腐泥岩	71.3	152	15.4	54.5	10.5	2.95	9.16	1.28	5.33	0.78	1.36	0.25	1.23	0.16	11.9
玄武岩	46.8	61.7	10.4	41	8.73	2.84	9.82	1.4	6.82	1.44	3.06	0.72	2.32	0.32	37.7

表 4—4 海安风化剖面稀土元素成分(10^{-6})

Table 4—4 Rare earth contents in the lateritic profile in Hai'an, Guangdong Province

岩石(土)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
红　土	35.2	76.6	8.62	34.5	7.85	2.66	8.99	1.37	7.34	1.43	3.52	0.56	3.29	0.45	33.4
铁质壳	26.5	178	8.69	34.4	9.47	3.22	10.1	1.66	9.21	1.61	4.08	0.74	4.61	0.57	29.1
铁质结核	20.8	194	6.14	24.8	6.47	2.22	7.27	1.13	6.28	1.16	2.96	0.53	3.14	0.40	21.4
粘　土	12.8	73.6	3.66	14	3.54	1.21	4.32	0.74	3.8	0.76	1.90	0.37	2.14	0.28	14.6
腐泥岩	17.4	51.5	4.54	17.2	4.38	1.53	5.35	0.92	4.59	0.97	2.31	0.46	2.43	0.31	18.8
玄武岩	14.4	27.1	3.90	14.1	3.49	1.30	4.48	0.77	3.58	0.90	1.77	0.66	1.75	0.22	16.6

由表中可以看出，蓬莱地区和海安地区玄武岩风化产物的ΣREE一般比其基岩高若干

倍。且LREE/HREE比值也较基岩高得多，说明风化过程中LREE的富集比HREE的高。但两个地区的稀土元素特征有差异（见表4—5、表4—6）。

表 4—5 蓬莱风化剖面稀土元素特征

Table 4—5 Characteristics of the variation of REE of the the laterltic profile in Penglai,Hainan Province

岩石（土）	ΣREE	$\frac{T_1}{T_0}$	LREE	$\frac{L_1}{L_0}$	HREE	$\frac{H_1}{H_0}$	$\frac{\text{LREE}}{\text{HREE}}$	δEu
红　土	563.37	2.40	491.61	2.87	71.76	1.13	6.85	1.07
铁质结核	80.57	0.34	70.39	0.41	10.18	0.16	6.91	1.07
铝质结核	511.66	2.18	435.70	2.54	75.96	1.19	5.74	1.03
粘　土	439.68	1.87	383.59	2.24	56.09	0.88	6.84	1.03
腐泥岩	338.20	1.44	306.65	1.79	31.55	0.50	9.72	0.99
玄武岩	235.07		171.47		63.60		2.70	1.03

注：表中T_0与T_1代表新鲜岩石的全岩REE总量和风化剖面各带的REE总量，L_0与H_0，L_1与H_1分别代表相应的轻稀土和重稀土总量。

表 4—6 海安风化剖面稀土元素特征

Table 4—6 Characteristics of the variation of REE in the lateritic profile in Hai'an,Guangdong Province

岩石（土）	ΣREE	$\frac{T_1}{T_0}$	LREE	$\frac{L_1}{L_0}$	HREE	$\frac{H_1}{H_0}$	$\frac{\text{LREE}}{\text{HREE}}$	δEu
红　土	225.80	2.38	165.43	2.57	60.37	1.96	2.74	1.07
铁质壳	321.95	3.39	260.29	4.05	61.66	2.03	4.22	1.10
铁质结核	298.74	3.14	254.43	3.96	44.31	1.44	5.74	1.09
粘　土	137.72	1.45	108.81	1.69	28.91	0.94	3.76	1.05
腐泥岩	132.73	1.40	96.55	1.50	36.18	1.21	2.67	1.07
玄武岩	95.02		64.29		30.73		2.09	1.12

蓬莱地区玄武岩风化产物中铁质结核发生ΣREE亏损，而其余风化产物的ΣREE高出基岩的1.44—2.40倍，同时LREE的富集程度远高于HREE，且HREE除了表层红土与铝土矿层稍富集外，其余均是亏损的。海安地区玄武岩风化产物的ΣREE高出基岩的1.40—3.39倍，LREE和HREE均有富集，但LREE较HREE富集程度为高。两地区风化产物的稀土元素特征，一方面反映了两地区风化条件有所不同，另一方面也反映了两地的基岩本身稀土元素地球化学特征有所差异（图4—4、图4—5）。此外，海安地区风化产物有明显的Ce异常，而蓬莱地区不明显。这种富铁结核带中的富Ce和富ΣREE的现象，在国外某些地区也有报导，如Rankin和Childs（1976）在新西兰研究土壤中铁锰结核时发现，它们常富集Ce，并也富集所有的稀土元素。

（2）控制REE活动的因素

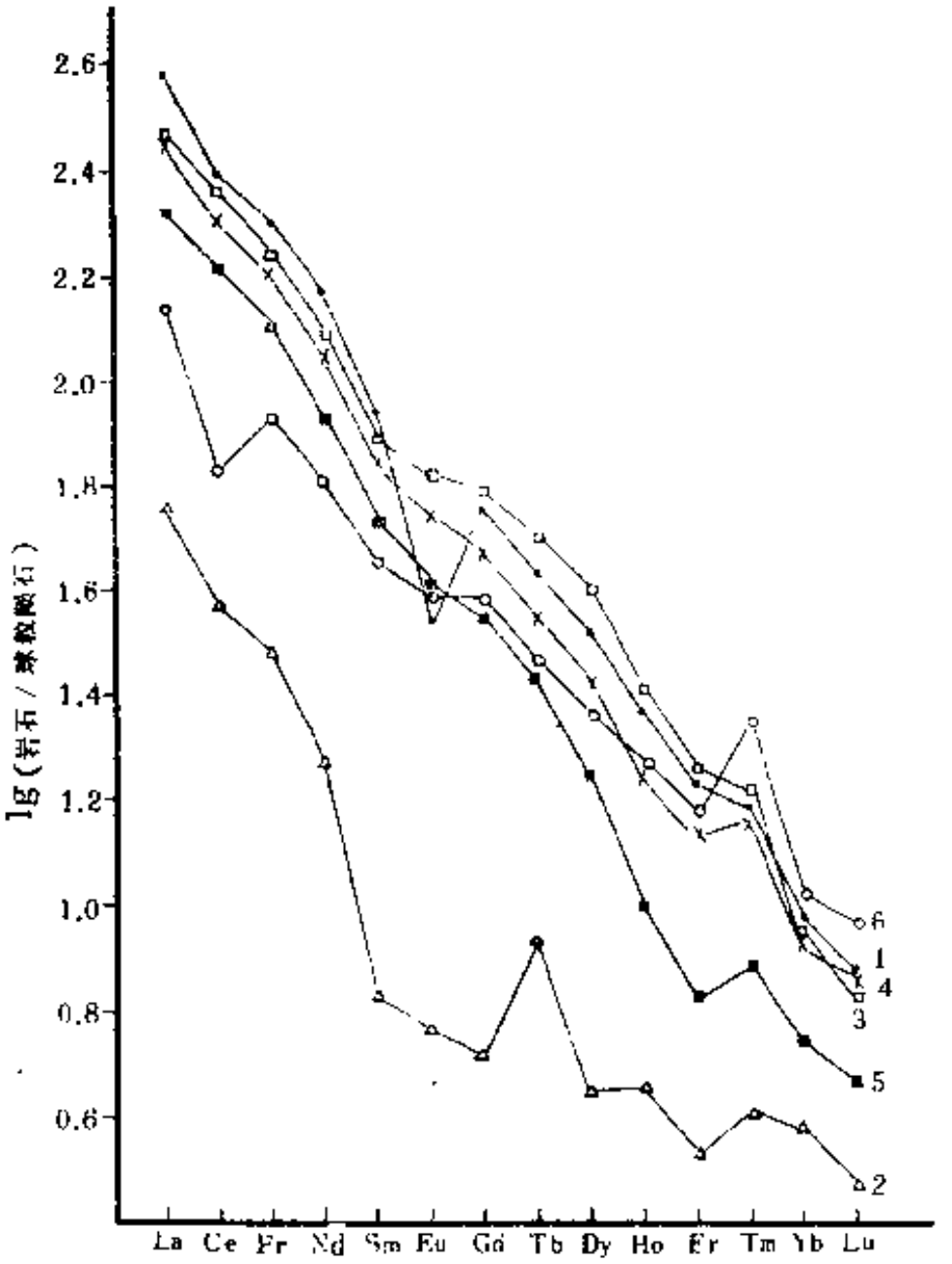


图 4—4 蓬莱玄武岩风化剖面稀土元素球粒陨石标准化配分图

Fig. 4—4 Chondrite normalized distribution patterns of REE of the lateritic profile in the basalt of Penglai, Hainan Province

1—红土；2—铁质结核；3—铝质结核；4—粘土；5—腐泥岩；6—玄武岩

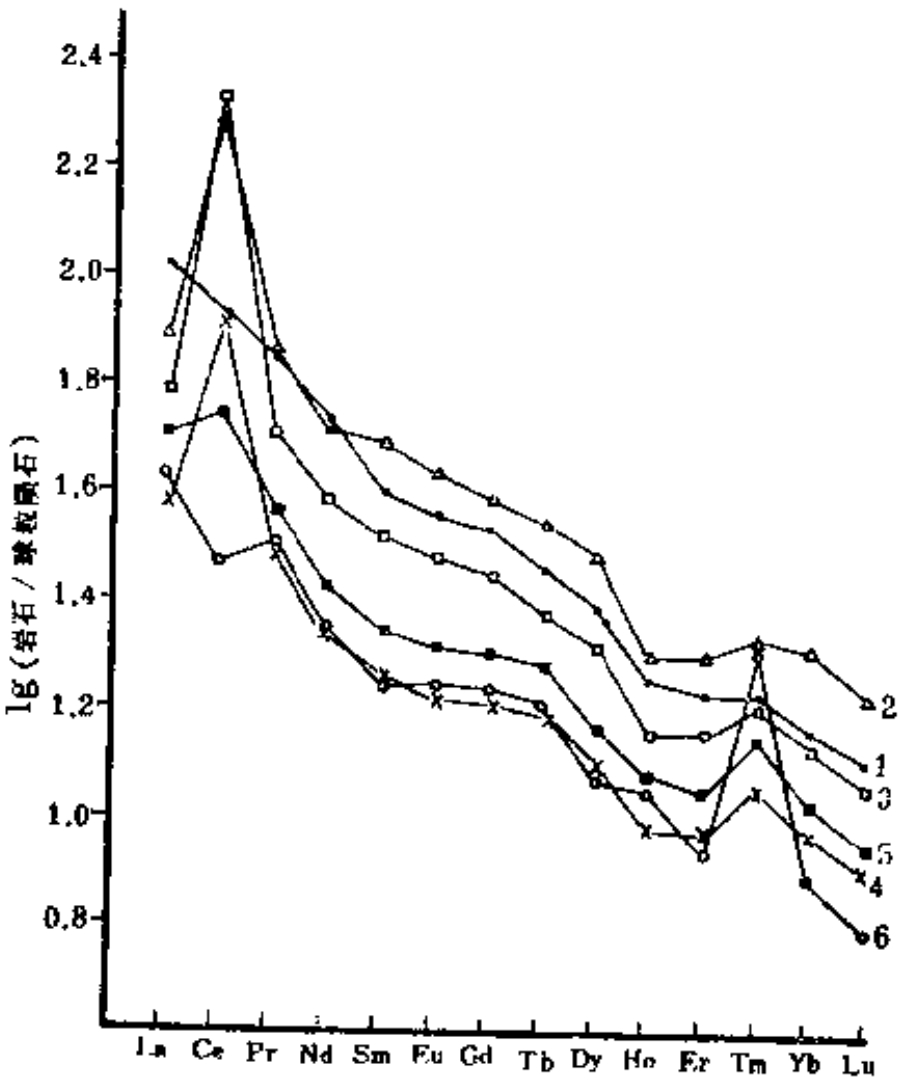


图 4—5 海安玄武岩风化剖面稀土元素球粒陨石标准化配分图

Fig. 4—5 Chondrite normalized distribution patterns of REE of the lateritic profile in the basalt of Hai'an, Guangdong Province

1—红土；2—铁壳；3—铁质结核；4—粘土；5—腐泥岩；6—玄武岩

风化过程中，控制REE活动的诸多因素中，地下水的地球化学性质是一个重要因素。据 Martin（1976）的研究，河水中的REE表现为LREE比HREE更富集。溶解的REE在流体中很可能以碳酸盐络合物形式存在。据研究蓬莱地区地下水属 HCO_3^-—K^+—Na^+ 型，HCO_3^- 与 HREE 可能形成易溶络合物，因此此种类型地下水使得 HREE 的溶解度明显高于LREE，从而造成该区风化产物中LREE明显富集，HREE明显亏损。

pH值对REE的行为也有明显的影响。蓬莱地区地下水的pH值为5.75—6.70。pH值下降有利于RFE的溶解和运移，而pH值的增加则引起REE的沉淀。此外，REE易为粘土矿物质吸附，REE被吸附的性能明显受地下水溶液的pH值控制。随着pH值增加，粘土矿物吸附REE的能力增强，如蓬莱地区粘土层中pH值为5.5—6，REE含量为439.68×10^{-6}，而铝土矿层中pH质为6—6.5，RFE含量为511.66×10^{-6}。

在考虑pH值对REE分布特征影响的同时，还须考虑地下水的循环能力。在红土化作用中，地下水的流通过程，排泄水首先结合Y和HREE，然后再以La系为主（P. Hendelson，1984）。本区当风化残余物转化为红土或粘土时，以LREE和HREE聚集为特征，且LREE从下至上有增加的趋势。因此在地下水循环畅通的地区，地下水溶解和带走的主要是Y和HREE。由于地下水位线主要在腐泥岩层附近，推断在红土剖面发育过程中从上至下HREE呈减少的趋势。

（三）火山岩风化剖面的微量元素地球化学

研究区内的中生代火山岩广泛出露，主要为熔结凝灰岩、凝灰岩和流纹岩等。火山岩经风化形成红土化剖面，本文选择了莆田东圳水库北侧火山岩风化剖面来解剖微量元素在风化过程中的活动性。该剖面的微量元素含量见表4—7。从表中可以看出，上部的红色粘土层中各种微量元素的含量较其它风化层高出近一个数量级，尤其是Au、Cu、Pb、Zn、Co、Ni、Cr、V。从其元素的*ER*值（表4—8）来看，剖面从高岭土化火山岩层往上至红

表 4—7 莆田东圳火山岩风化剖面微量元素含量（10^{-6}）

Table 4—7 Contents of trace elements in the weathering profile of volcanic rocks in Dongzhen, Putian Putian, Fujian (10^{-6})

层 位	Au①	Sc	La	Ce	Y	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	Ga	Cu	Ge	V
红色粘土	11.5	19.5	29.1	329	30.6	710	2020	1000	430	2630	17.9	174	2.28	61.9
含风化火山岩残块粘土	3.0	6.03	42.6	215	33.4	30.4	583	270	163	143	16.1	27.3	1.43	8.97
高岭土化火山岩	2.5	4.69	77.9	147	36.8	9.34	187	102	5.7	23.2	16.5	17.2	1.95	2.63
火山岩	2.0	4.61	39.1	70	22.1	24.5	89.4	111	10.2	55.2	16.6	32.8	1.60	14.9

① Au以10^{-9}为单位（Au in 10^{-9}）。

表 4—8 莆田东圳火山岩风化剖面微量元素富集因子

Table 4—8 Enrichment factors of trace elements in the weathering profile o[c]
Dongzhen volcanic rocks in Putian,Fujian

层 位	Au	Sc	La	Ce	Y	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	Ga	Cu	Ge	V
红色粘土	3.83	2.82	0.50	3.13	0.92	19.32	15.06	5.85	28.10	31.76	0.72	3.54	0.95	2.77
含风化火山岩残块粘土	1.11	0.97	0.81	2.28	1.04	0.92	4.83	1.75	11.84	1.92	0.72	0.62	0.66	0.45
高岭土化火山岩	0.83	0.68	1.33	1.40	1.11	0.25	1.39	0.60	0.37	0.28	0.66	0.35	0.81	0.12

色粘土层，各种元素的ER值是逐步增加的，但La、Y 的ER值刚好相反；尤其在红色粘土层中Au、Sc、Ce、V、Ni、Cu明显富集，而Zn、Pb、Co、Cr 的富集因子值高达 15.06—31.76，具明显的异常显示。从表4—8可以看出，除Ga、Ge外，其余微量元素均发生了较大变化，即发生了较大的迁移、富集现象。红色粘土层中主要以高岭石矿物为主，该层有机质较多，自由氧充足，说明这些元素主要呈吸附状态存在。

从该剖面的稀土元素特征（表 4—9）来看个剖面 ΣREE 是富集的，其 LREE/HREE 的比值相对基岩来说有轻微增加。从其稀土配分曲线（图4—6）来看，四者的型式相似，但红色粘土层和含风化火山岩残块粘土层具明显的Ce异常。因此，该地区火山岩风化剖面稀土元素的分布规律有以下特点：

（1）在剖面垂向上REE 主要富集于全风化层的中上部，向下有变贫的趋势；

（2）含丰富粘土矿物的红色粘土层中，由于粘土矿物颗粒细小，表面积大，有利于吸附更多的REE离子，形成较高的ΣREE；

表 4—9 莆田东圳火山岩风化剖面稀土元素含量(10^{-6})

Table 4—9 Contents of trace elements in the weathering profile
of volcanic rocks in Dongzhen,Putian,Fujian(10^{-6})

层位	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE/HREE
红色粘土	29.1	329	7.31	25	6.79	1.04	6.08	0.98	5.51	1.16	3.32	0.5	3.48	0.53	30.6	450.4	7.63
含风化火山岩残块粘土	42.6	215	8.28	29	6.4	0.95	5.73	1.02	5.91	1.24	3.68	0.59	3.93	0.58	33.4	358.3	5.39
高岭土化火山岩	77.9	147	15.8	59.5	10.3	1.68	8.29	1.34	6.70	1.42	3.93	0.63	3.95	0.60	36.8	375.8	4.90
火山岩	39.1	70	8.14	29.6	5.45	0.84	4.65	0.78	3.98	0.82	2.36	0.39	2.47	0.37	22.1	191.9	4.04

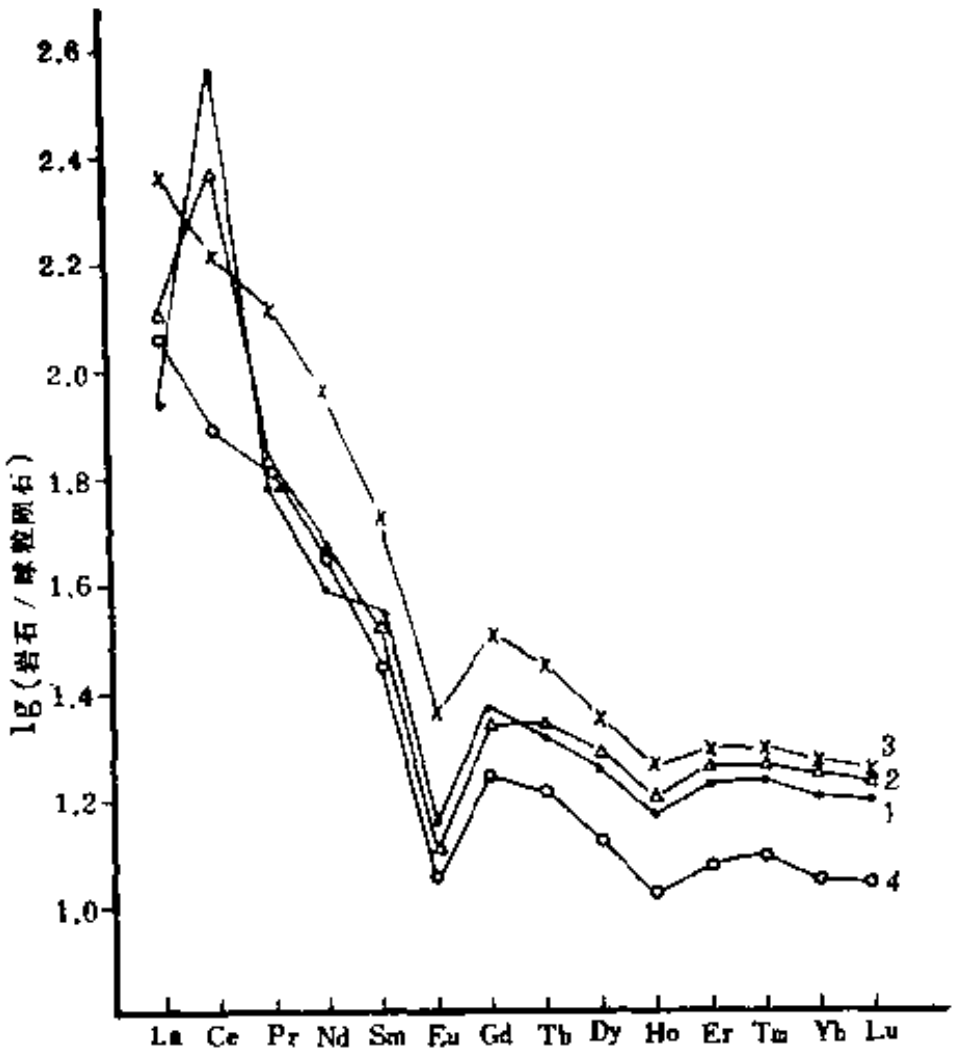


图 4—6　火山岩风化剖面稀土元素球粒陨石标准化配分图

Fig. 4—6　Chondrite normalized distribution patterns of REE in the weathering profile of volcanic rocks

1—红色粘土；2—含风化火山岩残块粘土；3—高岭土化火山岩；4—火山岩

（3）由于近地表的氧化作用强烈，Ce^{3+}易氧化成不易溶的Ce^{4+}（呈CeO_2的形式）而沉淀保留于上部层位中，造成上部层位Ce的高度富集。

（四）变质岩风化剖面的微量元素地球化学

研究区内变质岩主要发育于海南西部地区及粤西一带。由于两地区的自然条件不一样，两地区的风化剖面发育程度也不一样，其风化类型也不同，海南为红土型，而粤西变质岩风化剖面主要为水云母-高岭土型，部分为红土型。下面对三个较完整的变质岩风化剖面中微量元素地球化学特征作一概述。

1. 海南儋县那大变质岩风化剖面微量元素地球化学特征

儋县那大变质岩系前寒武纪变质岩，岩性主要为云母石英片岩、石英角闪片岩。岩石经风化后形成红土剖面，剖面上石英较多。剖面上的微量元素含量见表4—10。

该风化剖面微量元素的*ER*值见表 4—11。

在腐泥岩层富集的元素主要有Cu、Zn、Fe、Co、Mn、Ni、V等，贫化的元素主要有K、Na、Ca、Mg、Sr、Ba、Ti等，部分淋失的元素有 Si、Pb、Ga、Al、Ge 等；在含粘土的风化变质岩残块层中，富集的元素有Zn、Fe、Co、Mn、Au、Ni、Cr、V等，继续贫化的元素有K、Na、Ca、Mg、Sr、Ba 等，Al、Ti、Ga、Ge、Pb 在腐泥岩基础上继续被淋失掉，而Si却相对增高，Cu等元素的富集程度不如腐泥岩层的；在表层红土层中，由于

表 4—10 海南儋县那大变质岩风化剖面微量元素含量(10^{-6}, Au 10^{-9})

Table 4—10 Contents of trace elements in the weathering profile of metamorphic rocks in Dan County, Hainan Province (10^{-6}, Au 10^{-9})

层　　位	Au	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	V	Ga	Ge	Sr	Ba
红土	5.8	39	29	61	22	32	88	110	10.5	2.16	29	184
含粘土风化残块	6.2	35	21	44	12	25	140	85	3.8	1.83	12	83
风化变质岩	7.1	53	31	65	20	45	73	109	13.9	2.30	25	270
变质岩	3.0	21	38	24	5	7	44	30	12.8	2.23	119	941

表 4—11 变质岩风化剖面主要元素及微量元素富集因子

Table 4—11 Enrichment factors of the major and minor elements in the weathering profile of metamorphic rocks

元　素	海南儋县那大			粤西信宜东日			粤西信宜平塘			
	Sap	Fz	Lt	Sm	Sap	Lt	Sap	Cz	Fz	Lt
K	0.20	0.04	0.16	0.35	0.33	0.17	0.78	0.33	0.13	0.56
Na	0.24	0.05	0.09	0.01	0.05	0.87	0.81	0.10	1.70	1.13
Ca	0.15	0.15	0.21	0.03	0.02	0.99	0.10		0.32	
Mg	0.25	0.10	0.22	0.33	0.20	0.53	0.56	0.30	0.45	0.39
Sr	0.16	0.07	0.16	0.08	0.06	0.59	0.91	0.33	0.57	1.23
Ba	0.21	0.06	0.13	0.33	0.39	0.17	1.31	0.61	0.68	1.56
Si	0.80	0.98	0.78	1.02	0.86	0.85	0.57	0.60	0.69	0.57
Cu	1.64	1.08	1.08	1.54	1.21	0.50	1.34	0.79	2.31	2.50
Pb	0.66	0.17	0.51	0.81	0.80	0.49	0.16	0.33	0.48	0.50
Zn	2.01	1.36	1.69	0.94	0.64	0.70	0.33	0.23	0.28	0.30
Au	1.75	1.51	1.29	1.16	0.89	0.92	0.61	0.73	0.54	0.24
Fe	1.54	1.32	1.21	3.93	3.19	0.19	1.67	0.89	1.11	1.20
Co	2.96	1.78	2.93	1.25	0.92	0.40	1.23	1.11	1.18	1.89
Mn	3.15	1.76	2.58	0.84	0.97	0.89	0.70	0.38	0.39	0.88
Ni	1.76	2.64	3.05	0.93	0.58	0.59	2.05	2.31	2.14	3.06
Al	0.69	0.31	0.49	0.71	0.61	0.39	1.22	0.91	0.85	0.96
Ga	0.80	0.22	0.55	0.86	0.62	0.31	1.36	1.18	1.20	1.40
Cr	1.23	2.36	1.33	0.39	0.25	1.63	1.53	1.13	1.15	1.37
V	2.69	2.10	2.44	0.71	0.50	0.15	1.59	0.89	1.23	0.97
Ti	0.50	0.36	0.52	0.92	0.63	0.51	1.17	0.93	0.90	0.91
Ge	0.76	0.61	0.61	1.66	0.71	0.64	0.49	0.85	1.08	0.87

Sm—半风化变质岩；Sap—腐泥岩层；Cz—粘土层；Fz—含结核层；Lt—表层红土（沙质）层。

生物的参与，有机质大量增加，加上 pH-Eh 条件变化，出现了那些活泼元素如碱金属、碱土金属元素含量有小规模上升，Ga、Al、Ti、Ge、Pb 等元素在总体淋失的情况下在该层中有一定的回升，并继续富集Zn、Co、Mn、Au、Ni、Cr、V等元素。综观整个剖面，基本贫化淋失的元素有碱金属、碱土金属元素，部分贫化的有 Si、Ga、Al、Ti、Ge、Pb 等元素，基本富集或残留的有 Zn、Cu、Ge、Co、Mn、Au、Ni、Cr、V 等元素。从海南地区来看，在相似风化环境中，由于母岩的不同造成了不同的风化剖面，从而也导致了微

量元素在剖面上分布的差异，各微量元素在各风化层中的变化趋势见图4—7。

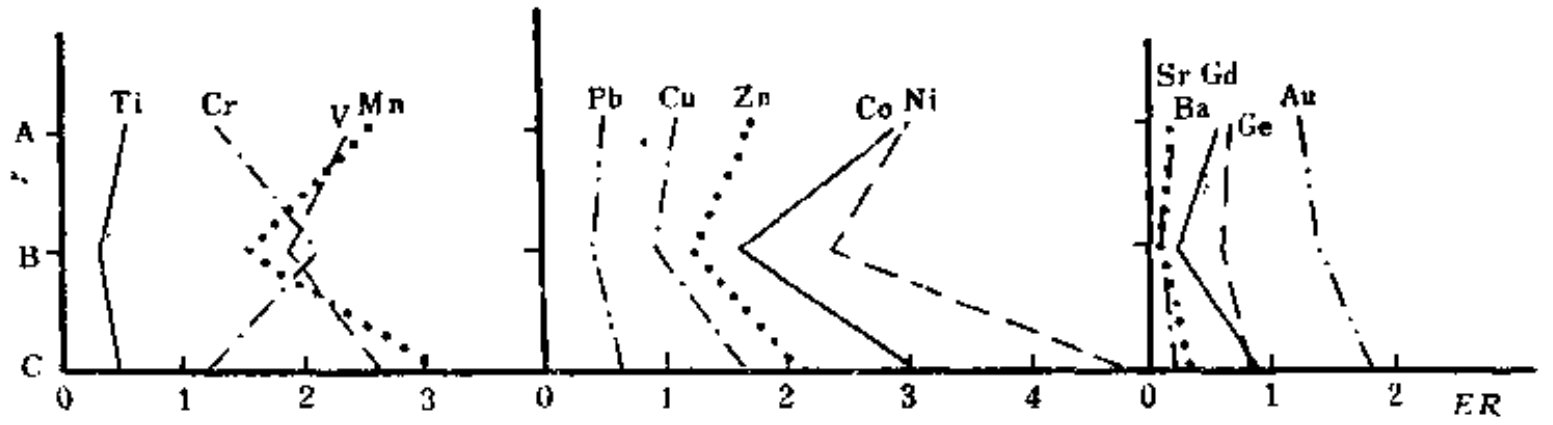


图 4—7　那大风化剖面微量元素变化趋势图

Fig. 4—7　Variation trend of trace elements in the weathering profile in Dan County, Hainan Province

A一红土层；B一含粘土的风化变质岩残块层；C一风化变质岩

2. 信宜东田变质岩风化剖面微量元素地球化学特征

东田的基岩为震旦系黑云角闪片岩，剖面位于高山区，剖面发育程度差，风化层厚度不同，且缺失粘土层和结核层，只发育表层土质层和风化变质岩层。风化类型根据其厚度小，含少量水云母、蒙脱石及一些粘土、碎石成分，可以认为它是成熟度差的水云母一粘土型风化壳，此外，该区风化剖面主要发育在斜坡上，剖面极易被侵蚀，造成元素流失。东田变质岩风化剖面的微量元素见表4—12，其ER值见表 4—11。在半风化变质岩中，Na、Ca、Sr基本淋失，而Ca、Mg、Ba仍有部分未淋失，Al、V、Ga、Cr发生了部分淋失，而Fe、Cu、Ge等元素都发生了富集，其余元素基本上残留或保持基本平衡。腐泥岩中元素的特征基本与半风化层相似，只是Si、Zn、Co、Cu、Au、Ni等相对有些贫化。在表土层中，由于生物作用及其它因素，元素变化较大，如Na、Ca、Mg、Sr等元素又有相对富集现象，而Cr却绝对富集，Fe、Co、Cu、Ga、Al、Ti等相对贫化。各种微量元素在剖面各风化层的变化趋势见图 4—8，从微量元素在各风化层的富集程度和它们的变化趋势可以知道，该剖面也应属一不成熟的水云母一粘土型风化壳。

表 4—12　信宜东田变质岩风化剖面微量元素含量（10^{-6}）

Table 4—12　Contents of trace elements in the weatheing profile of metamorphic rocks in Dongtian, Xingyi County, Guangdong (10^{-6})

层　位	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Ga	Ge	Sr	Ba	Au①	C	S
红　土	6100	76	571	1000	10.2	35.7	12.6	129	34.8	10	1.43	61.8	235	40	77	130
风化变质岩	6800	75.6	83.3	980	21.3	31.4	27.5	106	51.2	18.2	1.5	5.71	516	35	150	100
半风化变质岩	8300	93.6	109	710	24.1	42.1	29.2	129	43.1	20.8	2.8	6.82	363	38	59	180
变质岩	8000	113	248	750	17.1	40.4	16.9	122	47.6	21.6	1.5	72.9	973	29	52	760

① Au/10^{-9}。

3. 信宜平塘变质岩风化剖面微量元素地球化学特征

平塘变质岩为震旦系云母石英片岩。该风化剖面结核层中以石英块砾为主，铁质、铁锰质结核不象该地其它风化剖面中那样发育。此外，基岩中石英网脉较发育。经测定，该剖面中溶液呈弱至中度酸性（pH值为3.5—5.5），有机腐殖酸作用较强烈，溶液向下迁移；

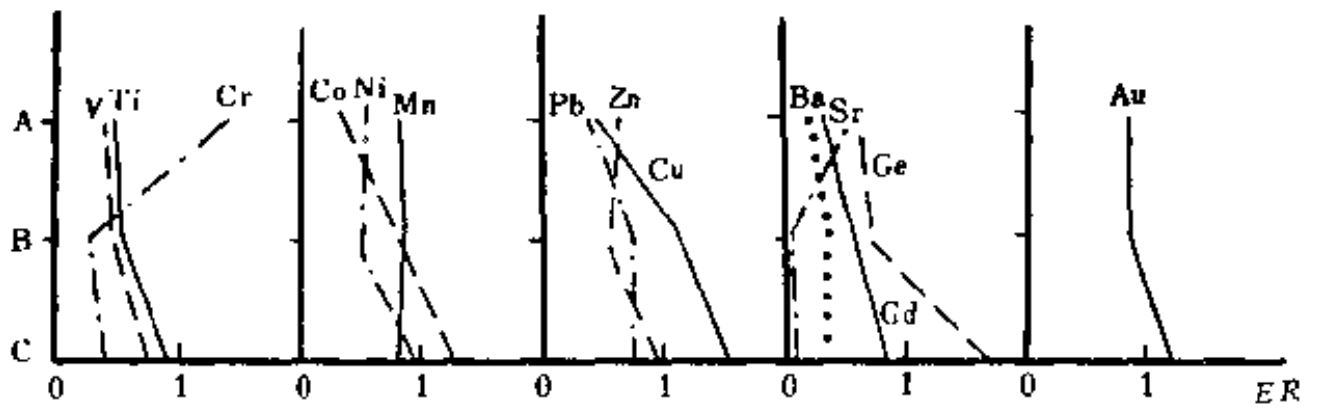


图 4—8 东田变质岩风化剖面微量元素变化趋势图

Fig. 4—8 Variation trend of trace elements in the weathering profile of metamorphic rocks in Dongtian, Xingyi, Guangdong

且基岩中还有少量黄铁矿等硫化物，在风化过程中可以产生硫酸，以至溶液出现弱—中度酸性。化学风化作用过程中，Ca、Mg等迁移较快，而K、Na稍差些。风化壳主要由硅铝质的粘土矿物组成。

平塘变质岩风化剖面的微量元素含量见表4—13，其*ER*值见表4—11。在腐泥岩层中，Ca淋失较多，而K、Mg、Sr、Si等只有部分淋失，Ba却有富集。Co、Cu、Ga等适度富集。Fe、Ni、Cr、V富集度较高，而Zn、Pb、Mn、Au、Ge等贫化。在粘土层中，K、Na、Cu、Mg、Sr继续淋失，而Fe、Cu、Co、Cr、Ga、V也相对开始淋失，Ni继续富集。在含石英团块层中，K、Na、Ca、Mg、Sr、Ba、Si有轻度回升，Cu、Cr有较多富集，而其它元素的变化相对稳定。

表 4—13 信宜平塘变质岩风化剖面微量元素 (10^{-6})

Table 4—13 Contents of trace elements in the weathering profile of metamorphic rocks in Pingtang, Xingyi County, Guangdong (10^{-6})

层　　位	Au①	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	V	Ga	Ge	Sr	
砂质红土	1.98	60	30	48	17	78	115	121	21.8	2.03	24	925
含石英团块	4.0	40	26	41	12	56	314	138	16.8	2.26	10	363
杂色粘土	6.0	19	20	37.5	10	59	95	111	18.4	1.98	6.5	365
腐泥岩	4.5	29	25	48	10	47	116	178	19.1	1.02	16	701
变质岩	5.5	16	40	107	6	17	56	83	10.4	1.55	13	396

① $Au/10^{-3}$。

在表层砂质土层中，上述碱金属、碱土金属元素继续回升，其它元素相对稳定，各种微量元素在整个剖面各风化层的变化趋势见图4—9。

可以看出，整个剖面上各风化层中Co、Ni均富集，Cr的变化较大，Cu基本也是富集的，而Pb、Zn、Mn基本上是贫化，保持相对稳定的是Ga、Al、Ti等元素。对于Cu、Pb、Zn三种元素的增减，可能与基岩中含有少量黄铁矿有关，因为黄铁矿在风化过程中可以解放出它所含的少量Cu、Pb、Zn等元素进入溶液。由于溶液中Fe^{2+}的存在，Fe^{2+}能置换出Cu^{2+}，从而使Cu在风化层中沉淀下来，导致Cu含量增加，尤其在风化层上部，由于酸性降低，Cu就更快地沉淀下来。而Pb^{2+}、Zn^{2+}的电离势比Fe^{2+}高，从面使得Pb^{2+}、Zn^{2+}在溶液中淋失掉，造成Pb、Zn等相似元素在风化层中减少。Co、Ni、Cr、V等元素主要为亲铁元素，风化带中Fe含量相对增高，这些元素含量也有一定量的增加。

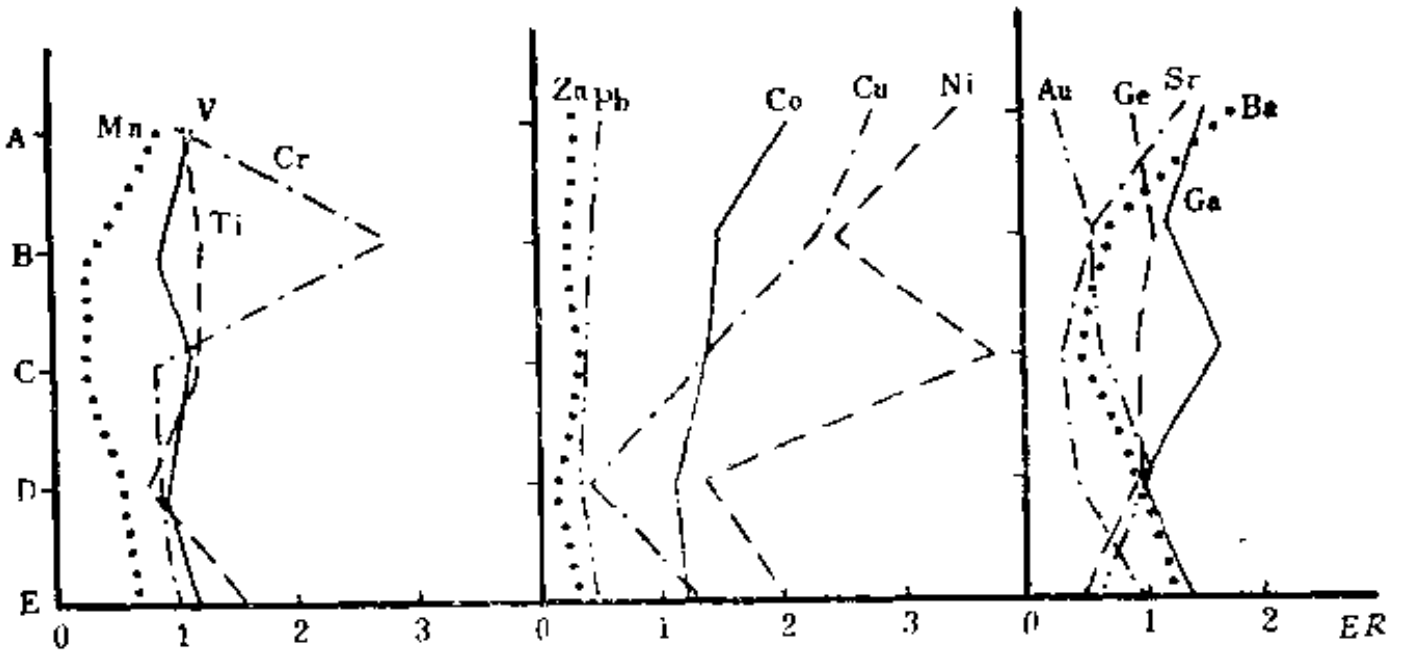


图 4—9　平塘变质岩风化剖面微量元素变化趋势图

Fig. 4—9　Variation trend of trace elements in the weathering profile of metamorphic rocks in Pingtang, Xingyi County, Guangdong

A—红土层；B—含石英团块；C—杂色粘土层；D—粘土层；E—腐泥岩层

（五）花岗岩风化剖面微量元素地球化学

花岗岩在研究区内广泛发育，它们经过强烈的风化作用后，形成诸如高岭土矿床，离子吸附型稀土矿床及 Nb、Ta 的风化壳砂矿。这里着重解剖湛江山岱高岭土矿床中风化剖面的微量元素的地球化学特征。

山岱花岗岩风化剖面的微量元素含量见表4—14，其*ER*值见表4—15。

表 4—14　山岱花岗岩风化剖面微量元素含量（10^{-6}）

Table 4—14　Contents of trace elements in weathering profile of granite in Shandai, Zhanjiang, Guangdong (10^{-6})

层　位	Sc	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	V	Ga	Cu	Au①
粘土	3.96	22.3	35.4	9.53	26.3	44.9	68.8	17.7	15.0	1.60
杂色高岭土	2.70	21.1	51.3	7.00	11.8	34.5	53.9	20.8	11.5	1.00
白色高岭土	4.29	26.7	36.4	3.78	7.84	8.94	27.0	28.2	11.2	3.30
半风化花岗岩	2.50	28.8	38.2	5.70	23.4	6.80	21.5	18.2	14.4	1.05
花岗岩	2.43	36.2	36.4	4.91	29.6	4.83	19.7	19.4	4.57	1.50

① Au/10^{-9}。

可以看出，在半风化花岗岩中，Sc、Pb、Ni、V、Ce基本不变，Zn、Co、Au、La、Y部分淋失，而Cr、Cu则富集，这可能与半风化花岗岩处于潜水面附近有关。从白色高岭土层→杂色粘土层→粘土层，Au、Zn、Ga、La、Ce逐步被淋失掉，而Ni、Co、Cr、V、Cu、Y则有逐步富集的现象，其中V、Cu、Cr是绝对富集的，Co、Y 则是贫化中有相对富集。从整个风化剖面来看，Sc、Pb 基本残留，而 Zn、Co、Ga、La、Ce、Y 基本贫化，Cr、V、Cu基本富集；Au在白色粘土层中富集，在粘土层和杂色粘土层中贫化。Cr、V、

表 4—15 湛江山岱花岗岩风化剖面微量元素富集因子

Table 4—15 Enrichment factors of trace element elements in weathering profile of granite in Shandai, Zhanjiang, Guangdong

层 位	Sc	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	V	Ga	Cu	Au	La	Ce	Y
粘土	1.09	0.41	0.67	1.19	0.59	6.20	2.33	0.61	2.19	0.71	0.21	0.20	0.75
杂色高岭土	0.74	0.39	0.93	0.8[illegible]	0.27	1.76	1.8[illegible]	0.71	1.68	0.41	0.38	0.29	0.12
白色高岭土	1.18	0.19	0.67	0.11	0.18	1.23	0.91	0.97	1.03	1.17	0.53	0.19	0.50
半风化花岗岩	0.91	0.71	0.93	1.01	0.70	1.21	0.97	0.83	2.80	0.[illegible]2	0.7[illegible]	[illegible].09	0.87

Cu向上有富集的趋势，这与剖面上观察到的Fe、Mn等矿物增加的趋势是一致的。Cu的ER值的变化反映了Cu是经多次迁移再沉积形成的，而V、Cr等元素在剖面上向上逐步增高，反映它们在风化过程中逐渐由残留富集发展为表生富集，同时也要考虑粘土矿物及杂质对它们的吸附作用。

关于山岱风化剖面中稀土元素的特征可从表4—16，表4—17看出，在风化过程中稀土元素是活动的。花岗岩风化壳中REE的演化特征是：在原岩和各风化层中，REE成分以LREE为主，在风化作用过程中REE发生了一定程度的分异（见图 4—10）。ΣREE 在半风化花岗岩中基本不变，在白色高岭土层中明显贫化，而在杂色高岭土层和粘土层中大量

表 4—16 湛江山岱花岗岩风化剖面稀土元素含量（10^{-6}）

Table 4—16 Contents of REE in weathering profile of granite in Shandai, Zhangjiang, Guangdong (10^{-6})

层位	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
粘土	15.2	25.0	2.44	6.92	1.17	0.20	1.06	0.24	1.31	0.32	1.05	0.19	1.25	0.21	8.13
杂色高岭土	27.1	37.2	3.26	9.14	1.34	0.23	0.95	0.18	0.89	0.20	0.59	0.10	0.68	0.11	4.77
白色高岭土	37.3	67.4	5.92	19.6	3.19	0.58	2.19	0.32	1.34	0.25	0.62	0.10	0.58	0.08	5.69
半风化花岗岩	38.7	95.1	7.14	24.6	3.96	0.87	2.73	0.38	1.47	0.32	0.72	0.11	0.61	0.09	6.96
花岗岩	47.2	84.9	8.47	29.1	4.50	0.98	2.91	0.42	1.70	0.36	0.81	0.14	0.79	0.11	7.53

表 4—17 湛江山岱花岗岩风化剖面稀土元素特征（10^{-6}）

Table 4—17 Characteristics of REE in weathering profile of granite in Shandai, Zhanjiang, Guangdong

层 位	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	δEu	δCe	La/Sm	La/Yb	Ce/Yb
粘 土	65.02	50.93	14.09	3.61	0.59	0.78	8.12	7.22	4.04
杂色高岭土	86.74	78.27	8.47	9.24	0.65	0.71	12.64	23.66	11.06
白色高岭土	140.16	128.89	11.17	11.55	0.69	0.80	7.31	38.18	21.75
半风化花岗岩	184.10	170.67	13.43	12.71	0.83	1.12	6.11	35.90	30.13
花 岗 岩	189.92	175.15	14.77	11.86	0.84	0.83	6.56	35.47	21.72

淋失。总的看来，LREE在风化带内贫化较大，而HREE在风化层内贫化较小，且在粘土层中HREE相对有所富集。从LREE/HREE比值和Ce/Yb比值来看，在风化剖面中由下向上逐渐减小。由图4—10可知，在风化过程中，δEu值是逐渐减小的，且上部粘土层中富集HREE。因此，在酸性条件下，LREE最活动而易被迁出剖面外，而HREE却相对富集在一些层位。此外，在酸性条件下不利于REE被吸附于粘土矿物中。

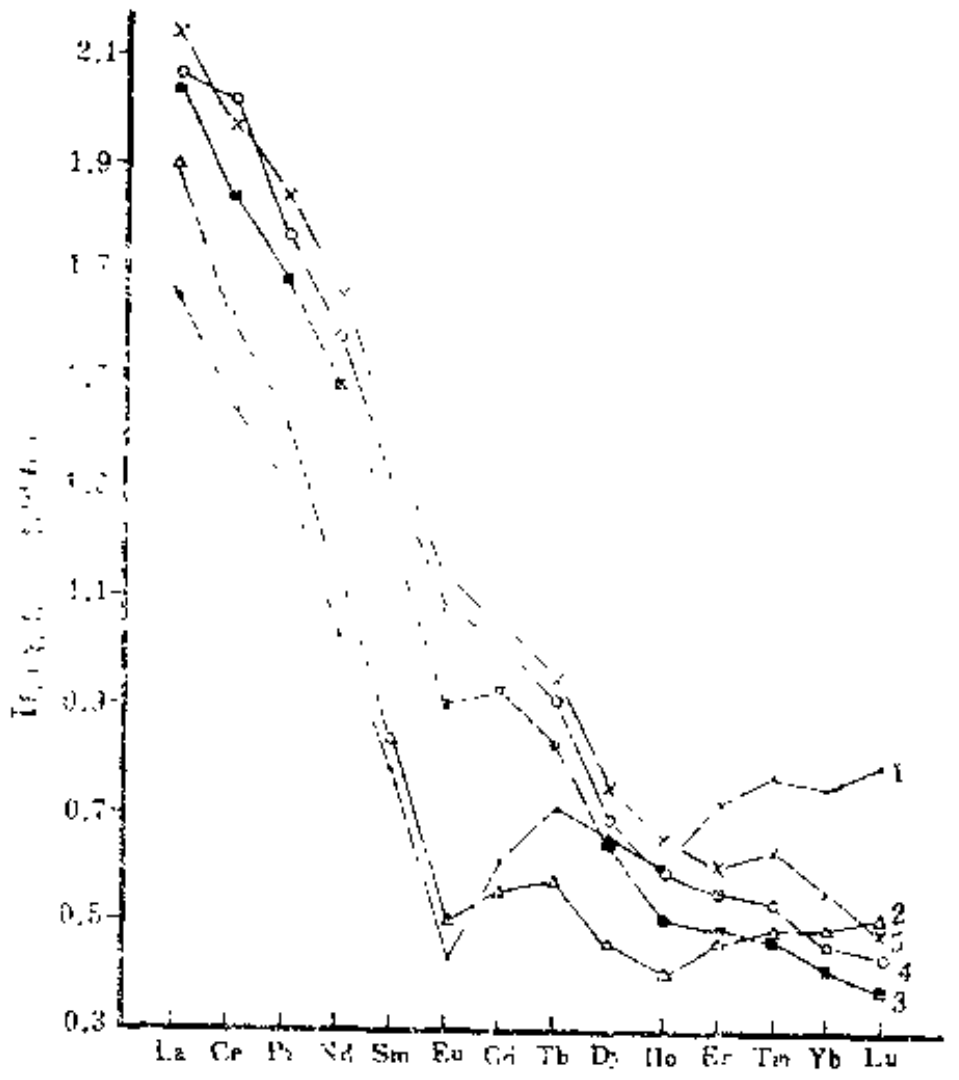


图 4—10　花岗岩风化剖面稀土元素球粒陨石标准化配分图

Fig. 4—10　Chondrite normalized distribution patterns of REE in the weathering profile of granite

1—粘土；2—杂色粘土；3—白色粘土；4—半风化花岗岩；5—花岗岩

（六）混合岩风化剖面微量元素地球化学

混合岩风化剖面主要见于海南昌江—东方抱板—二甲金矿产区。从基岩化学成分来看，该混合岩属碱性混合岩，其K_2O+Na_2O含量达9.23%，在风化过程中碱含量降低（从9.23%—5.45%—3.19%），尤其是K_2O含量下降幅度更大；此外，Fe_2O_3、H_2O^+、CO_2含量增加及SiO_2含量的轻微变化，反映了该区的水文气候条件有别于海南其它地区。这里处于琼西干旱高温地带，排泄系统不畅，SiO_2在风化过程中不易被带走，可能呈胶体或石英残余沉淀（保存）下来，造成SiO_2含量的局部增高。同时，Al_2O_3含量在风化过程中因排泄不畅导致元素间的相互作用而呈下降趋势。从主元素方面说明了该剖面属热带干旱区排水不畅情况下一种不很彻底的风化类型。结合矿物成分看，可能为水云母—高岭土型。或简称为硅铝质粘土型。

该风化剖面的微量元素分布见表4—18，其*ER*值分布见表4—19。从表中可以知道，Au在剖面中绝对富集，尤其是在风化混合岩层中Au的*ER*值高达19.47，大大高于砂质土

表 4—18 辉长岩风化剖面微量元素含量 (10^{-6})

Table 4—18 Contents of trace elements in weathering profile of migmatitic rocks in Erjia, Dongfang County, Hainan (10^{-6})

层位	Au①	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	V	Ga	Ge	Sr	Ba
砂质土	207	19.7	315	66.4	13.6	13.2	93.0	18.1	18.9	1.58	60.5	399
风化混合岩	160	7.98	71.5	107	5.30	7.48	98.8	20.3	17.5	1.80	95.8	224
基岩	17.5	10.7	128	1300	9.84	4.20	69.2	3.38	13.1	1.65	105	217

①Au/10^{-9}。

表 4—19 二平混合岩风化剖面微量元素富集因子 (ER)

Table 4—19 Enrichment factors of trace elements in weathering profile of migmatitic rocks in Erjia, Dongfang County, Hainan

层 位	Au	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	V	Ga	Sr	Ba	Ge
砂质土	7.88	0.32	0.38	0.03	10.92	2.11	0.90	0.19	1.01	0.38	1.01	0.61
风化混合岩	19.47	0.14	0.12	0.22	2.95	1.32	1.06	1.15	0.83	0.97	0.95	0.81

层 位	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Ca	Mg	K	Na	P	H_2O^+
砂质土	0.68	5.11	0.60	8.98	3.03	0.52	2.00	0.12	0.36	0.62	4.02
风化混合岩	0.79	2.72	0.61	2.94	0.59	0.58	1.78	0.15	0.78	0.31	1.78

带中的7.88；此外，Fe、Co、Ni、V、Ti 等在各风化层中均表现出富集，Mn在砂质层也明显富集，这六种元素都表现为同步增长，表明它们在此种环境中具有相似的地球化学性质。Mg在剖面中的富集及 Na、Ca、K的部分贫化，反映了该风化剖面为一成熟度不高且排泄系统不畅的条件下形成的。Cu、Pb、Zn 等亲硫元素在该剖面表现为贫化，反映了该地剥蚀速度要快于氧化速度，加上地下水循环系统的不均匀性，导致 Cu、Pb、Zn等元素贫化。上述这些微量元素特征从另一侧面反映了该剖面系一不成熟的风化剖面。

（七）辉长岩风化剖面微量元素地球化学

辉长岩风化剖面主要见于福建泉州、莆田地区，辉长岩已风化成粘土矿，当地居民用它来烧制建材。风化剖面下部为弱蛇纹石化的辉长岩，向上依次为绿色粘土—含风化辉长岩团块的浅绿色粘土—杂色粘土—红色粘土，从颜色上直接地反映了其氧化程度由下至上依次增强，即铁质逐渐增多；反映在其微量元素含量上（见表4—20），在表层红色粘土层（或红土层）和上部的杂色粘土层中，亲铁元素 Ni、Cr、V、Co、Ce、La 等含量较下部增多。

该剖面微量元素的ER值见表4—21。在下部绿色粘土中微量元素基本上是贫化的，淋失最多的是 Pb、Cr、Cu、Ge、Ni，部分淋失的是 La、Cr、Y、Zn、Co、Au，基本保持不变的为 Ga、V等，反映了在潜水面附近的 pH-Eh 情况下，矿物发生分解，元素活化迁

表 4—20 辉长岩风化剖面微量元素含量（10^{-6}）

Table 4—20 Contents of trace elements in weathering profile of gabbro (10^{-6})

层　位	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	V	Ga	Cu	Ge	Au①
红土	91.9	7.93	115	82.2	273	506	27.9	156	1.03	3.4
杂色粘土	78.5	5.03	81.7	71.5	192	359	26.0	104	0.82	2.15
浅绿色粘土	98.6	5.08	113	84.2	178	208	20.7	72.1	1.35	4.6
绿色粘土	51.9	1.42	52.1	45.4	122	144	23.2	15.7	0.32	2.3
弱风化辉长岩	53.3	11.6	75.5	43.3	206	95.8	17.1	42.6	0.61	2.5

① Au以10^{-9}为单位 (Au in 10^{-9})

表 4—21 辉长岩风化剖面微量元素富集因子（*ER*）

Table 4—21 Enrichment factors of trace elements in weathering profile of gabbro

层　位	La	Ce	Y	Zn	Ni	Co	Pb	Cr	V	Ga	Cu	Ge	Au
红　土	1.54	2.10	0.91	1.19	1.28	1.27	0.46	0.88	3.52	1.09	2.44	1.13	0.91
杂色粘土	1.78	0.99	1.11	0.98	0.75	1.10	0.29	0.62	2.50	1.01	1.63	0.90	0.57
浅绿色粘土	0.72	0.50	0.62	1.23	1.00	1.30	0.29	0.58	1.45	0.81	1.13	1.18	1.23
绿色粘土	0.85	0.68	0.52	0.65	0.16	0.70	0.08	0.39	1.00	0.90	0.25	0.35	0.61

移，从而造成元素的淋失。在含有辉长岩团块的浅绿色粘土层中，La、Ce相对又趋贫化，而Y、Pb、Cr都趋相对富集，，Zn、Ni、Co、V、Cu、Ge、Au则开始富集，说明该层粘土矿物特性有别于下层，同时其pH-Eh条件发生变化，造成了元素的含量差异。在杂色粘土层中，La、Ce、Y等稀土元素开始明显富集，V、Cu等进一步富集，Au、Ni又趋贫化，其它元素基本不变，该层中含有铁锰质，对La、Ce、Y等稀土元素的吸附能力增强；此外，V与Fe的晶体化学性质相似，V在风化剖面中呈吸附状态被吸附于粘土矿物中，V在该层中富集与其钒酸的高铁盐难溶有关。在表层红土层中，有机腐殖质较多，La、Ce等元素富集，Zn、Ni、Co、V；Cu进一步富集，反映了这些元素主要在较氧化环境下形成一些高价不溶物（如CeO_2、V的高价盐等）或被有机物质吸附或被粘土矿物吸附而富集。

该辉长岩风化剖面的稀土元素含量见表4—22。REE是弱碱性元素，表生作用条件下

表 4—22 辉长岩风化剖面稀土元素含量（10^{-6}）

Table 4—22 Contents of REE in weathering profile of gabbro (10^{-6})

层　位	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Ga	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
红　土	9.05	30.9	2.10	7.99	1.54	0.43	1.46	0.26	1.26	0.27	0.75	0.12	0.71	0.10	6.88
杂色粘土	10.5	12.8	2.85	10.4	2.26	0.77	2.28	0.38	1.97	0.41	1.13	0.17	0.97	0.14	10.7
浅绿色粘土	4.25	6.45	1.33	4.55	1.07	0.45	1.12	0.20	0.94	0.20	0.52	0.08	0.44	0.07	1.69
绿色粘土	5.04	8.71	1.17	4.40	0.91	0.38	0.89	0.15	0.70	0.15	0.40	0.06	0.34	0.04	3.96
弱风化辉长岩	3.92	8.60	1.46	4.60	1.09	0.39	1.12	0.21	1.05	0.21	0.59	0.09	0.52	0.07	5.06

它们的氢氧化物在pH值近于6—8时沉淀。REE易于被粘土矿物等吸附，且被吸附的性能明显受地下水溶液的pH值影响，随着pH值的增加，粘土矿物吸附REE的能力增加。

稀土元素在剖面上的特征见表4—23。从表中可以看出，在风化剖面中绿色粘土层和

表 4—23 辉长岩风化剖面稀土元素特征

Table 4—23 Characteristics of REE in weathering profile of gabbro

层 位	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	δEu	δCe	$(La/Sm)_N$	$(La/Yb)_N$	$(Ce/Yb)_N$
红 土	63.82	52.01	11.81	4.40	0.95	1.11	3.37	7.37	8.80
杂色粘土	57.73	39.58	18.15	2.18	1.13	0.18	2.90	6.13	2.67
浅绿色粘土	20.36	18.10	8.26	2.19	1.18	0.56	2.18	5.71	2.96
绿色粘土	27.30	20.61	6.69	3.08	1.10	0.73	3.19	8.80	5.12
辉 长 岩	28.98	20.06	8.92	2.25	1.18	0.75	2.25	4.18	3.34

浅绿色粘土层的ΣREE为基本与基岩持平并略有下降，而杂色粘土层和红土层中ΣREE为基岩的近两倍，明显富集。从LREE/HREE比值来看，在杂色粘土层和表层红土层中LREE的富集程度明显高于HREE的富集程度，这是因为杂色粘土层靠近潜水面，易溶解的HREE络合物易被带走，而表层红土氧化程度高，Ce等形成不易溶解的高价氧化物而沉淀。剖面下部ΣREE降低，是因为地下水呈弱酸性（pH值5.5±），剖面上部ΣREE增长，主要也是因为地表水呈弱碱性（pH值为7—8.4）。REE是弱碱性元素，它们在弱酸性的地下水作用下有利于其离子REE^{3+}在剖面中迁移，造成剖面下部ΣREE降低；而地表水呈弱碱性，不利于REE^{3+}大量地被地表水带走，因此造成表层红土中ΣREE的明显富集。此外，杂色粘土层的REE含量增加部分也与该层中含有一些铁锰氧化物和氢氧化物有关。至于Ce在表层红土层显著富集主要是由于地表自由氧充足，Ce^{3+}易氧化为Ce^{4+}（呈CeO_2形式）而保

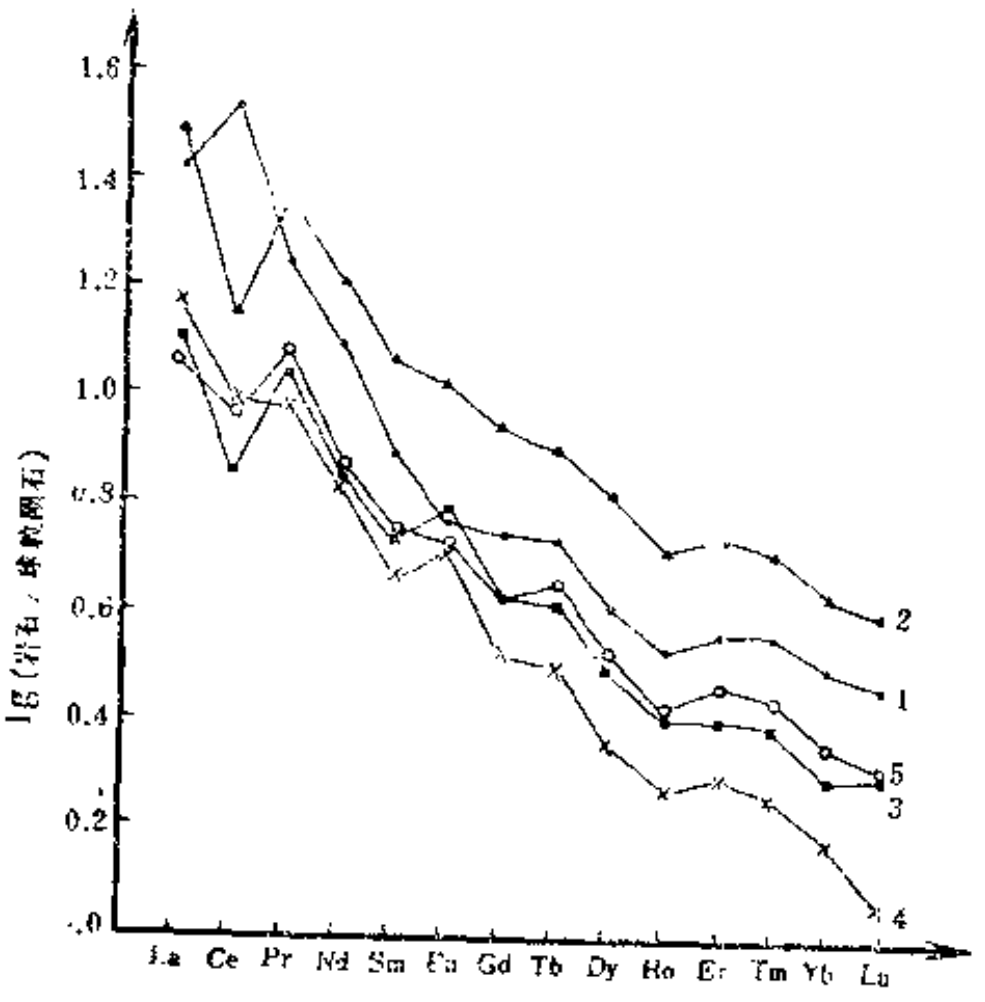


图 4—11 辉长岩风化剖面稀土元素球粒陨石标准化配分图

Fig. 4—11 Chondrite normalized distribution patterns of REE in weathering profile of gabbro

1—红土；2—杂色粘土；3—浅绿色粘土；4—绿色粘土；5—辉长岩

留下来。风化剖面稀土元素的分布特征见图4—11。

五　在华南形成红土型金矿可能性的探讨

所谓红土型金矿系指含金岩石遭受红土化作用时所形成的表生金矿床。红土型金矿和铁帽型金矿都属于风化矿床，但后者是产在含金硫化物矿床氧化带的铁帽内，如长江中下游铁帽型金矿；而前者则多产在含金甚低的岩石或含金矿原生晕岩石以及某些低品位金属的少硫化物矿床的上覆红土层中，有的也产于红土化的最终产物铝土矿中（如西澳博丁顿红土型金矿）。由于红土化的概念是和热带、亚热带的特殊气候相联系的，红土型金矿也应作为一定气候条件下的产物来理解。铁帽的形成与纬度无关，铁帽型金矿的形成主要是与硫化物氧化产生硫酸的酸性溶液有关，因而也和铝土矿无关。一般不把铁帽型金矿归入红土型金矿类型中。因为铁帽仅仅发育在硫化物多的矿床上，不象红土化，只要在低纬度地区，除了石英岩外，其他所有岩石都可以发生的。

（一）红土化剖面中的含金层位

我们对研究区内各红土化剖面中各风化层及其基岩作了大量金的单项分析。金在红土化剖面中各风化层和基岩中的平均含量及其相应的金元素的富集因子（*ER*值）详见表5—1。

表中列出海南、广东、福建等地的不同岩性的红土化综合剖面九个。不同岩性的基岩含金性大不一样，如海南第四纪玄武岩含金 10.5×10^{-9}，海南第三纪玄武岩平均含金 5.9×10^{-9}，广东第四纪玄武岩平均含金 4.2×10^{-9}，花岗岩含金 1.5×10^{-9}，火山岩含金 2.0×10^{-9}，海南变质岩含金 3.0×10^{-9}，上述岩石的含金性均相当于岩石本身金的克拉克值；而广东变质岩的含金量达 24×10^{-9}—31.83×10^{-9}，海南混合岩含金达 25×10^{-9}，均为含金岩石。

这里将含金层位分为金相对于基岩有富集的层位和表生金矿化的层位，前者主要是指金在风化带中其*ER*值大于 1 的层位，如海南第四纪玄武岩风土剖面中的红土层、含铁结核层和腐泥岩层，广东第四纪玄武岩红土剖面中含铁结核层、粘土层和腐泥岩也各有富集；花岗岩风化剖面中的白色粘土层，火山岩红土化剖面中的红土层和含风化火山岩残块的粘土层，及海南变质岩风化剖面的所有风化层（详见表 5—1）。这些金相对富集的层位暗示了在这样的风化条件下能够聚集金元素，在这些层位有可能富集金。后者系指在该风化带中金的含量已达矿化水平，因为这些含金层位所在基岩的含金量较高，通过红土化风化作用，使风化带的含金量大幅度提高，有的*ER*值可达 4 以上（详见表5—1），这些层位中极有可能形成红土型金矿。

由于红土化过程中形成的自然金（属次生金）分布极不均匀，因此要根据少数样品下结论是困难的，有时出现的金的含量升高，但并无规律可寻。在蓬莱地区腐泥岩层中曾发现了自然金颗粒就是一例。

根据海南地质大队(1986)QJ31-25号浅井工程采样和人工重砂分析发现，在腐泥岩层中有自然金颗粒存在。金呈粒状、不规则粒状、长条状、片状、板状和树枝状，金黄色，

表 5—1　各种类型风化剖面的含金量和富集因子

Table 5—1　Contents of gold and their enrichment factors in weathering profile of various kind of rocks in the researched areas

类型	层位	Au (10^{-9})	I_R	类型	层位	Au (10^{-9})	I_R
海南第四纪玄武岩	红土	17.5	1.03①	福建火山岩	红土	11.5	3.83①
	含铁结核层	17.0	1.12①		粘土	3.0	1.11①
	腐泥岩层	28.0	1.81①		高岭土化火山岩	2.5	0.83
	半风化玄武岩	11.0	0.87		火山岩	2.0	1
	玄武岩	10.5	1	海南变质岩	红土	5.8	1.29①
海南第三纪玄武岩	红土	8.37	0.88		含石英结核层	6.1	1.51①
	含铁铝结核层	7.79	0.91		腐泥岩层	7.1	1.75①
	粘土层	10.2	1.07①		变质岩	3.0	1
	腐泥岩层	7.80	0.91	广东云开变质岩	红土	67.73	1.42②
	玄武岩	5.90	1		含铁锰结核层	115.68	3.39②
广东第四纪玄武岩	红土	6.43	0.9[illegible]		杂色粘土层	57.7[illegible]	1.21②
	含铁结核层	7.38	1.21①		腐泥岩层	18.08	0.42
	粘土层	4.48	0.66		变质岩	31.8[illegible]	1
	腐泥岩层	6.33	1.01①	广东东园片麻岩	表土	30.3	0.84
	玄武岩	4.20	1		风化片麻岩	23.3	0.72
广东花岗岩	表层粘土层	1.60	0.71		半风化片麻岩	32.0	1.18②
	杂色粘土层	1.00	0.11		片麻岩	21.0	1
	白色粘土层	3.30	1.17①	海南混合岩	表层砂质土	173	1.51②
	半风化花岗岩	1.05	0.17		风化花岗岩	113	1.21②
	花岗岩	1.70	1		混合岩	25	1

①—金相对富集层位；②—表生金矿化层位。

金属光泽，硬度低，延展性好，粒径大多数在0.02—0.04mm，最大可达 0.06—0.1mm。在剖面Ⅱ中也发现了自然金颗粒（详见表 5—2）。含自然金颗粒层位中褐铁矿发育，并伴有少量锆石（包括宝石级红锆石）。

在粤西信宜地区的连州变质岩风化剖面的铁锰结核层中也有自然金粒存在。该层呈黑褐色，松散状，其中三分之一为褐铁矿、赤铁矿、软锰矿等氧化物及氢氧化物，三分之二为粘土矿物、石英等。Au和Ag大部分呈微细包体赋存于褐铁矿、软锰矿和它们的泥质物中，其中含Au为0.201×10^{-6}，Ag为24.63×10^{-6}，Fe+Mn为15.99×10^{-2}，Mn/Fe的比值为0.53（陈础廷，1982）。并可见少量自然金，呈不规则粒状、长条状、格架状等形态分布于石英等裂隙、晶隙中，粒度小于0.05mm，极少数大于0.295mm。金成色在600—768之间。该地区此种类型金矿目前已开采。从自然金的产状与成色判断，很可能是含金石英脉风化而成的砂金，不一定与红土化作用直接有关。在国外，红土型金矿近年来也继续有报

表 5—2　蓬莱红土剖面腐泥岩层的自然金（人工重砂淘洗结果）

Table 5—2　Native gold in saprolite zone in the lateritic profile in Penglai (Results of artificial placer panning)

工程编号	野外样号	采样位置(m)		体积或重量	金粒（颗）	矿物 (g/m³)				
		自	至			黄铁矿	褐铁矿	蓝刚玉	红锆石	锆石
QJ 31~25	1	2.3	4.4	1.16 m³		0.01	172.99	0.11	2.50	0.67
	2	4.1	6.1	1.51 m³		0.01	122.12	0.06	0.67	0.16
	3	6.1	8.1	1.51 m³	11	少量	107.33	0.001	0.20	0.01
	4	8.1	9.1	0.77 m³	166	个别	166.17	0.01	0.81	0.25
	5	9.1	10.15	0.13 m³	207	几粒	2082.36	0.09	6.75	0.20
	6	9.1	10.15	0.111 m³	70		7512.95	几颗	1.85	0.08
Ⅱ	RZ_2	剖面采样		17.3 kg	2	0.03	597.87			0.38
	RZ_1			10.3 kg	1	个别	565.95			2.63
	RZ_1			11.2 kg	1	微量	133.10			

（海南地质大队，1986）

道。如巴西的马托格罗索地区红土型金矿床，金富集出现在覆盖于前寒武系库亚巴组绢云片岩上的红土中，这个风化剖面厚 3m，从底部到顶部可分为五层：①灰蓝色蚀变片岩，含金0.08×10^{-6}；②红色泥质蚀变砂矿物层，含金小于 0.05×10^{-6}；③以富氢氧化铁的基质和粘土中富含氢氧化铁的砾石和石英碎屑为特征的风化层含金最高为19.4×10^{-6}；④铁壳，含金0.12×10^{-6}；⑤现代土壤，含金为 0.07×10^{-6}、金矿产于第③层中，目前正在开采。

西澳大利亚的博丁顿是最早发现的风化壳铝土矿型金矿，产在被片麻岩包围的太古宙绿岩带中火成岩（含金岩石）之上的红土层中。红土剖面自下而上为：①风化原岩（玄武岩、安山岩、花岗闪长岩等）；②杂色粘土层；③铝土矿带；④氧化铁和铝土矿胶结的红土“硬壳层”；⑤地表豆状红土层。金矿产在铝土矿带和“硬壳层”中，平均品位为3×10^{-6}—3.5×10^{-6}，储量达 80 t，1987 年投产，年产量为 5—3 t。金矿化一般为自然金，产在铝土矿带和含铁的粘土层内，金矿化最富的地段，岩石呈灰红色，自然金颗粒细小，一般小于5μm，含金最富达16×10^{-6}—19×10^{-6}。

通过本区的研究和与国外红土型金矿的对比，在本区某些地区，如海南东方的抱板—二甲地区，海南蓬莱的铝土矿区及粤西信宜的连州等地区是有形成红土型低品位金矿的可能性的。

（二）形成红土型金矿的前提

形成红土型金矿，首先必须有充足的矿源，即含金的原岩，其次必须有适于形成红土化剖面的气候、水文、地貌等条件，在这样的前提下方有可能形成红土型金矿。

无论是国外已知红土型金矿还是本区我们所知的含金较好的红土产地，有一个非常重

要的前提，即这些红土型金矿均产在前寒武纪变质岩系和绿岩单元中的红土化岩石中，这些变质岩系和绿岩单元具有较高的含金背景（如马托格罗索的背景值达 80×10^{-9}，其余见表 5—1）；而金背景值低的基岩经红土化作用后，虽然金在各风化层中相对于基岩来说有很大程度的富集，但其含量远远达不到红土型金矿床的可采品位（见表 5—1）。因此，基岩的高金含量背景值是红土型金矿形成的根本因素。这也是今后寻找这类金矿床时必须优先考虑的问题。在本区，有希望找到红土型金矿的地区乃是海南抱板—不磨金矿化带中前寒武纪含金的变质—混合岩风化形成的地区和粤西信宜前寒武纪含金的各种变质岩风化形成的地区。当然也不能排除变质岩以外含金较高岩石形成红土型金矿的可能性。

我们也可以这样说：高金背景值是形成红土型金矿的根本因素，因而可以推断，凡附近有原生金矿，不管那种类型，只要经过红土化作用过程，红土达到一定的成熟度，红土剖面中就可能含一定数量的次生金。决定红土化剖面发育的因素是气候，水文、地貌等，而地貌则是新构造运动的结果，影响剥蚀程度。博丁顿之所以能成为澳大利亚目前第三大金矿，除了它的基岩系太古代含金绿岩带这一根本条件外，它处于热带地区，经长期的红土化作用，形成厚度大、面积广的红土风化壳（铝土矿），构造上较长时期稳定，风化产物保存良好，因而得以形成规模大的红土型金矿床。

较好的红土化剖面是在稳定的陆地表面或准平原上长期化学风化的结果；季节性潮湿而温暖（热带—亚热带）的气候条件不仅能提供一定的植被，而且能使地下水位变动处于较稳定的脉动状态。例如海南蓬莱、福建漳浦等地区多少符合这一条件，因而红土化剖面发育也较完整。

为了达到硅酸盐、铝硅酸盐等转化为Fe或Al的氧化物或氢氧化物，地下水位必须很高，而且具有季节性变动。首先不仅需要一个季节性潮湿与干旱交替的气候条件，而且需要一个高温的气候条件；另一个前提是构造上稳定，没有急剧的上升和下降，较理想的是缓慢地上升，具有相对稳定的地貌条件下才能形成深的风化剖面而不受机械侵蚀作用的破坏。地貌对红土化作用的影响实际上是新构造运动的直接结果。造成高品位金矿体的次生富集作用，显然与长期的红土化作用有关。而要能长期发生红土化作用，是和稳定而缓慢上升的地形分不开的，也就是说与新构造运动的影响分不开的。但是在决定因素中，原岩的含金性和气候因素是第一位的，构造因素有时显得并不重要。在南太平洋的一些岛弧区，构造上处于活动阶段，但却仍有红土型金矿床发育。L. J. Laurance（1984）曾报道过斐济的红土型金矿Vunda，处于一个构造上活动的岛弧上，他特别指出这里地貌上没有准平原化的迹象。不能忘记，五十年代我国曾在云南墨江勘探过红土型硅酸镍矿，那里正位于特提斯构造带上。

六、华南红土化作用过程中若干问题探讨

（一）关于红土化剖面的发育

红土化剖面发育的最终产物，从化学组份上说是SiO_2、Fe_2O_3及Al_2O_3的表生矿物。虽然H_2O是不可缺少的组份，但它和这三种组份结合，形成高岭石、三水铝石及针铁矿三种含水矿物，自己并不形成独立的矿物。少量的TiO_2和Cr_2O_3，作为风化残余物只是这三种矿物的附属成分。剖面的分带或分层，这三种矿物的相对重要性是决定性因素，而比也多少指示了红土化发育的程度或成熟度。因此红土作用过程的研究经常采用SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3三角图解的方法，在第二节中作者根根Schellman（1981）的分类，作了本次研究中有关玄武岩分布区红土剖面的图示（图2—6），总的说明了红土的发育程度或阶段。

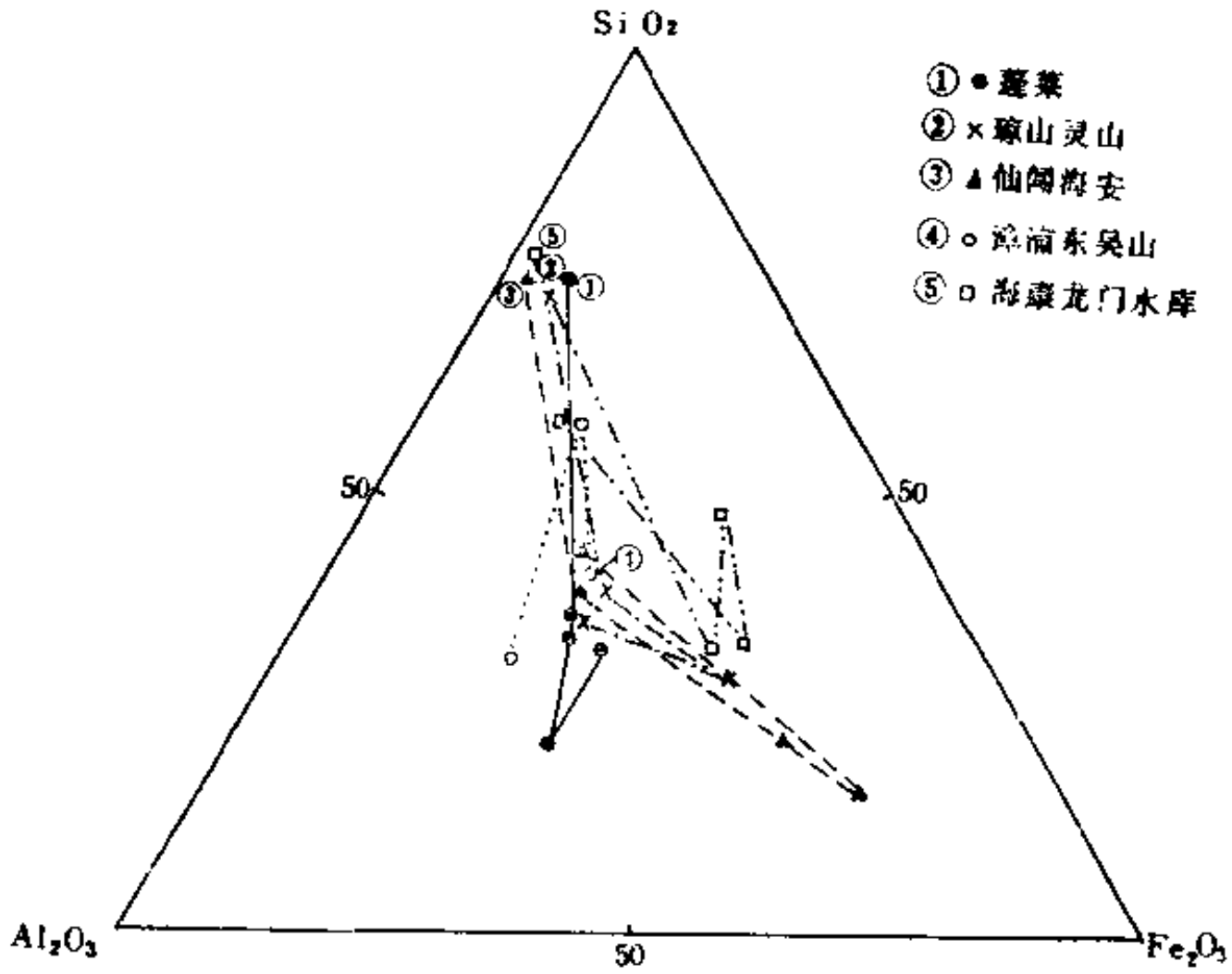


图 6—1　玄武岩红土化作用各阶段中SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3的变化

Fig. 6—1 Relative variation of Si_2O-Al_2O_3-Fe_2O_3 in various zones of the lateritic profiles of basalt

首先肯定，根据野外观察，我们所研究过的剖面均为原地风化而成的剖面，Al_2O_3和TiO_2的正相关性也说明这些剖面是原地风化的产物。就玄武岩的五个较典型的剖面看，它们基本上已进入红土化阶段，但成熟度低（图6—1），图中每一剖面各带的投点自标有号码的原岩作为起点连线，直到终点，可以看出终点即表层或其相邻的样品点，中间的各带的

投点，在三角图中的位置，基本均落在“红土”定义的范围内（图6—1），玄武岩红土化作用所处阶段（已进入红土化）从表2—1中可看出，它们的矿物成份主要是高岭石、针铁矿与三水铝石，出现三水铝石应当是进入红土化阶段的标志。辉长岩的红土化剖面的发育尚处于初始红土化阶段，高岭石占首要成份，多水高岭石、蒙脱石以及绿泥石等中间产物的出现说明脱硅作用与铁铝分离尚在进行中。总的说不论玄武岩还是辉长岩，Si、Fe及Al均尚未完全分离。

至于这次研究的变质岩、火山岩与花岗岩剖面的表层红土均处于红土化作用前或其初始阶段，它们多半处于最初的高岭石阶段，水母云、蒙脱石、埃洛石等是大量的。这主要是由于所处地貌为山区或丘陵地，风化产物随时被剥蚀，保留的总归是刚开始红土化过程不久的初始或过渡产物。但可能出于气候上的原因，海南省儋县那大的剖面已出现三水铝土矿，硅已部分分离。但从三元组分上看（图6—2）它们都还未进入红土化阶段。火山岩剖面中的高岭石也已向埃洛石转化。除去玄武岩分布区，真正处于强红土化阶段的产物并不多。从理论上说，处于赤道附近即热带范围内，除了石英岩之外，任何岩石风化到最后都可产生铝土矿，但就华南我们所研究的地区而言，除去地貌的因素，原岩的岩性是决定红土剖面发育程度的一个重要的因素。

值得注意的是第三纪玄武岩（海南蓬莱及福建漳浦）与第四纪玄武岩（海南北部及广东雷州半岛），由于时代不同，红土化程度也未显出任何区别。漳浦的铝土矿层主要集中于地表，上面覆盖的红土层较薄，玄武岩层厚度也较小，但红土化作用已深入到玄武岩之下的佛坛层砂砾岩，新鲜玄武岩已不存在（参阅图2—1—J）。海南地区风化程度较深，铝土矿层也较厚，曾经有人认为三水铝石与一水铝石（勃姆石及硬水铝石）的比例与风化年龄无关，而与基岩的孔隙度有关（Grubb，1971），这在海南与福建漳浦地区的情况也许是一个证明，目前还找不出它们与时代有什么联系，因为三水铝石与一水铝石可以同时出现在同一剖面的不同层或带中。时间因素这里不是决定因素，这里涉及的是三水铝石形成后与孔隙水是否是平衡的问题，这一问题在下面我们将进行讨论。

（二）关于红土化作用中的矿物演化

在红土化作用中，矿物的演化应当是有序的，主要决定于氧化介质的物化条件。而介质条件又和地下水位的升降、温度变化及溶液组份的相互影响有关。这里仅以玄武岩为例来说明涉及本研究区红土化作用中矿物演化的可能情况。

海南蓬莱、广东雷州半岛及福建漳浦等处的玄武岩有的是拉斑玄武岩，有的是橄榄玄武岩，还有气孔玄武岩或玻基玄武岩。其矿物成份主要是斜长石（拉长石为主）、单斜辉石、橄榄石、紫苏辉石；基质与玻璃质（橙玄玻璃）的成份大致相当于这几种矿物。简单说，红土化作用就是这些矿物在热带—亚热带的干旱与温湿交替条件下元素的再分配活动。

红土化或风化作用的第一步是造岩矿物的解体，主要是长石和辉石（对玄武岩来说）的解体；其次是玻璃质矿物的去硅作用；第二步是铁与硅的淋滤和分离，并迁移至下部再沉积，残留的 Al_2O_3 及部分 Fe_2O_3 在地表或其附近形成铝土矿。斜长石是 $NaAlSi_3O_8$ 和 $CaAl_2Si_2O_8$ 类质同像混合物，多少含钾长石。第一步是水化，去Ca、Na、K和部份Si，变成

埃洛石 $Al_2Si_2O_5(OH)_4\cdot 2H_2O$，部份变成绿帘石 $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$，也可以直接变成高岭石 $Al_2Si_2O_3(OH)_4$和绿帘石，绿帘石进一步脱 Ca去Si，再转成为埃洛石或高岭石。斜长石如果条件合适也可以直接演化成三水铝石，中间产物埃洛石、高岭石等可以不保留。但在我们这一地区，多半还保留埃洛石与高岭石，红土化作用并未达到高岭石直接转变为三水铝石的这样的速度。

辉石Ca(Mg,Fe,Al)[$(Si,Al)_2O_6$]通过去Ca、去 Mg及脱Si和水化过程，可能形成绿泥石、绿帘石及褐铁矿。绿泥石和绿帘石进一步水化，铁铝分离，可能形成针铁矿、蒙脱石。蒙脱石的存在说明前期 Na、K、Mg、Ca 尚未完全淋失，因而也是很不稳定的矿物，但在碱金属与碱土金属淋失过程中，脱硅作用也强烈时，它应当转变为高岭石或甚至三水铝石。

橄榄石$(Mg,Fe)_2SiO_4$在氧化和水化过程中很快变成蛇纹石、针铁矿，SiO_2 可以形成次生石英或蛋白石沉积于下部的基岩裂隙中。蛇纹石($Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$)或$3Mg\cdot 2SiO_2\cdot 2H_2O$ 的进一步变化，Mg变化成易溶的碳酸盐流失。当然橄榄石也还有可能只是变成Fe^{3+}、Ca^{2+}及Mg^{2+}的硅酸盐的混合物—伊丁石。但伊丁石不是一种矿物，Ca与Mg随着红土化进程迟早会淋失，Fe^{3+}则进入针铁矿，伴随着硅的分离，形成以铁的氧化物与氢氧化物为主的铁壳层。玄武岩中原有少量磁铁矿，将转变为赤铁矿或磁赤铁矿。

在上述矿物演化中，我们无法按剖面上的层次来说明，因为实际的演化并不那么简单，但主要矿物的出现大多已提及。在三水铝石形成之前或同时应当还有一水铝石的两种同质异象产物：勃姆石γ-AlO(OH)和硬水铝石 α-AlO(OH)，它们在形成时间上无法确定早

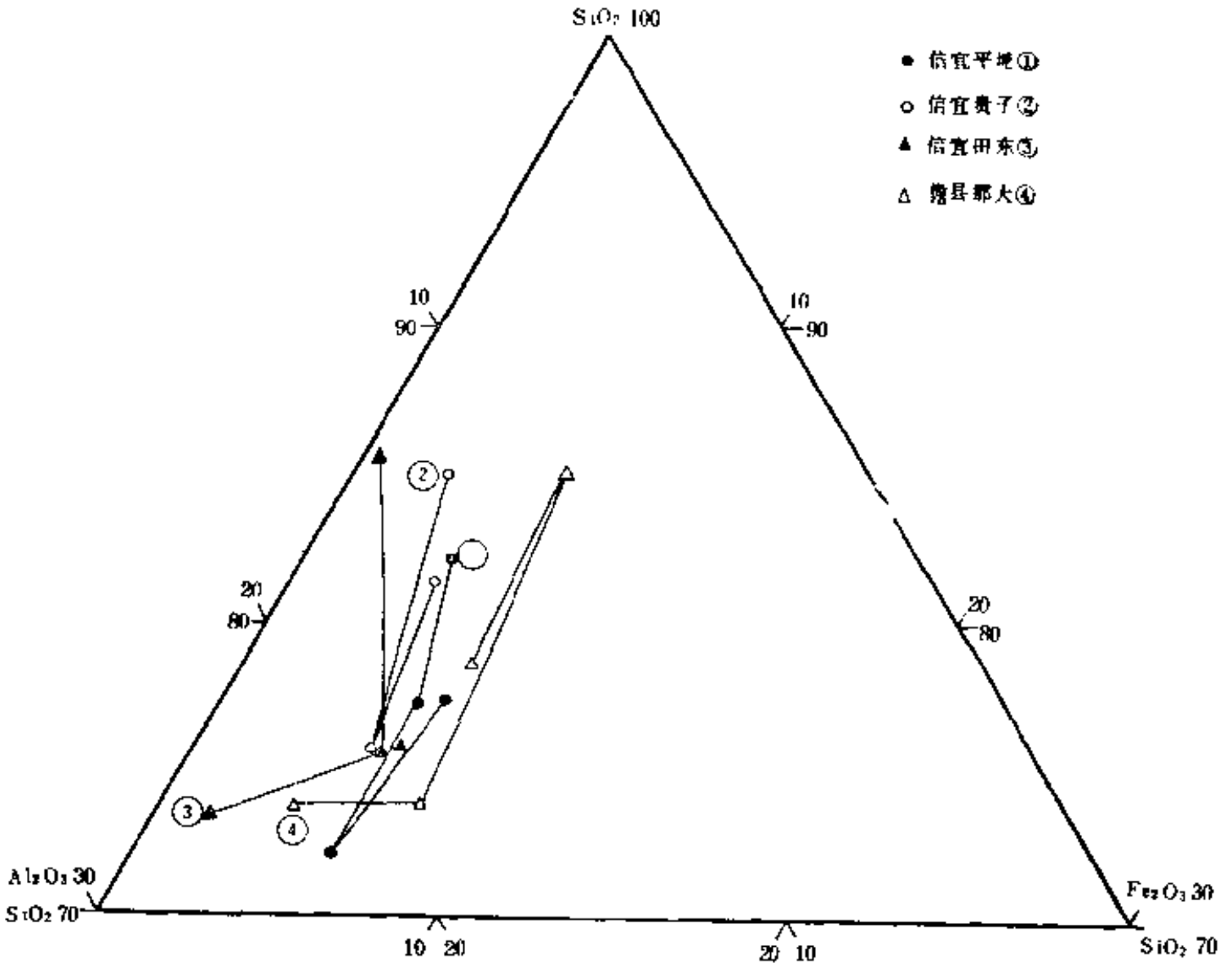


图 6—2　变质岩红土化作用各阶段中SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3的变化

Fig. 6—2 Relative variation diagram of SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3 in various zones of the lateritic profiles of the metamorphic rocks

于或与三水铝石同时，但最后它们应当也要转变成三水铝石，这在下段的讨论中还将提及。

如果把红土化作用分为水化、去碱及碱土金属、脱水和脱硅或铁铝分离几个阶段的话，在我们所研究的玄武岩红土化剖面上出现的矿物，大致可排出如图6—3的演化系统。在整个演化系统中，淋滤作用是贯彻始终的，沉淀作用主要出现于SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3三种主要组份上。脱水阶段伴随着压实作用，原先的非晶质沉积物Al_2O_3和Fe_2O_3凝胶体逐渐转化为晶质体。在风化作用中，淋滤和沉积主要是以胶体溶液的方式进行的，沉淀物多半呈凝胶状，

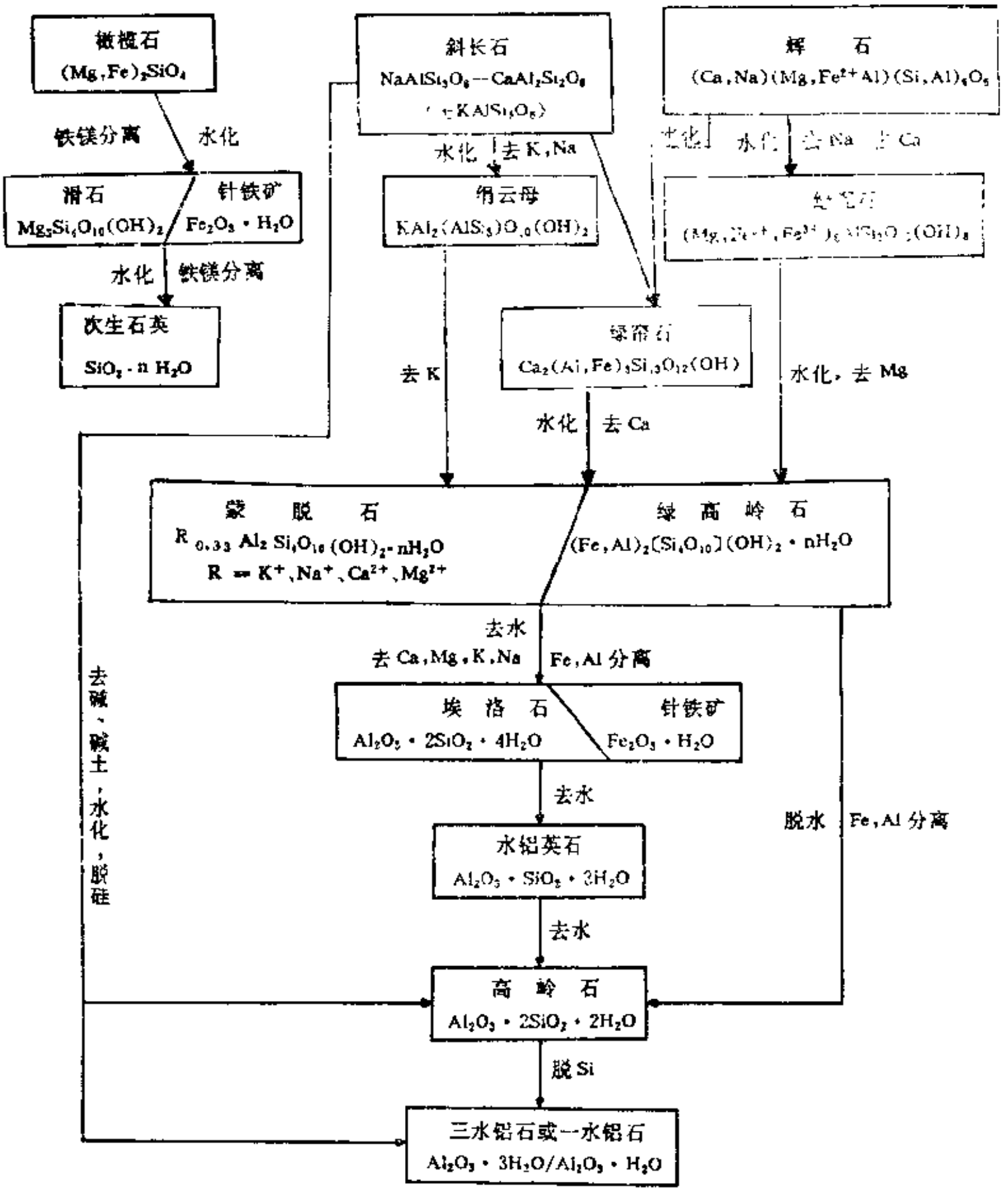


图 6—3　玄武岩红土化作用中矿物演化系统示意图

Fig. 6—3 An ideal systimatics of mineralogical evalution during the lateritization processes

Al_2O_3呈一水铝石或三水铝石的产状经常呈团块状、姜结核状或豆状，如果它和Fe_2O_3凝胶一起沉积，就成为铁质铝土矿，如果三者同时或先后呈脉动性沉积，就形成具有层圈结构的胶状团块或结核，成为硅质铝土矿，当然如果SiO_2含量超过一定比例，它就只能称为红土，其中的三水铝石也可以为高岭石代替。矿物演化系统图中未列上喷出玄武岩中常见的玻璃质成份，实际它和晶质石基成份相似，变化过程也应当类似的，首先是水化，碱与碱土金属淋失，留下的Al_2O_3、Fe_2O_3以及SiO_2呈胶体溶液或沉淀或迁移，进一步的脱硅与铁、铝分离作用使它们也变成红土剖面的组成部份。

从表2—1中可以看出，剖面中每一层中的矿物成份变化是复杂的，三水铝石与针铁矿的出现没有不变的规律，红土层、结核层及腐泥层或半风化层中均可出现三水铝石；针铁矿主要出现于上部，铝土矿（主要为三水铝石）一般所处位置较针铁矿为低，但有时三水铝石在地表上较多，如福建漳浦。高岭石几乎在每一层中均占优势，加上某些层中出现绿泥石、伊丁石、滑石等，说明整个剖面还远未达到完全成熟的程度，多水高岭石或蒙脱石、埃洛石、水铝英石等中间产物的出现也说明红土化作用尚在继续进行中，距离整个剖面均以三水铝石为主要矿物组份的最后成熟阶段看来还远着。这也是我们这一地区铝土矿的规模不能与澳大利亚、印度及西非等比拟的原因。

以上是针对玄武岩的红土化作用过程说的，至于变质岩区的剖面，实际均处于红土化的初始阶段，形成的均属硅铝质粘土，SiO_2、Al_2O_3与Fe_2O_3还很少分离，其中还混有不少原岩矿物或甚至岩石的残屑，这可能是由于地貌上变质岩分布区均为山区，风化产物不易保留之故，但就矿物演化速度而言，由于气候的原因，海南变质岩的红土化作用已使三水铝石成为普遍存在的组成矿物，硬水铝石也常见，比起同属回归线以南但纬度高出4°左右的粤西信宜平塘地区来，红土化速度要快得多。

看来要研究清楚红土化过程中矿物的演化顺序并不是一件简单的事。今天我们看到的是剖面各部位的产物，在形成这些不同产物的过程中，Eh和pH条件的影响是重要的，但不同时期和不同季节，雨量、温度的变化，地下水位的升降，以及淋滤组份的迁移和沉积，使得矿物组合变得复杂起来，而这是实验室内难以模拟的。根据Lelong等（1976）的研究，Al在铝土矿层中逐渐富集，伴随着连续的去硅作用和去铁作用，Al_2O_3成为三水铝石或一水铝石富集起来。Fe^{3+}与Al^{3+}的分离机制可分两步，一是在低pH值（＜4）的氧化环境中（Eh为0.4），Al比Fe易溶，因而Al迁移到深部而把Fe留在上部；二是在中酸性条件下，Fe变成相对易溶而Al成为难溶，铁迁移到铝土矿层之下，这就出现有些剖面上部富集铁，有些则上部主要是铝土矿。但这是最简单的情况，当pH值作波浪式的变化时，可以想象这个上下顺序也就难以肯定了。

在红土化作用中矿物演化的地球化学必然会涉及原来呈类质同像存在的许多痕量元素的再分配，决定的主要因素是这些元素的离子半径。它们在剖面的各分层中的活动已在第四节中阐明，它们的富集、贫化或完全淋失均取决于它们能否随新矿物的产生，或呈类质同像替换或被吸附而定，如果新生矿物不能容纳，它们也就被淋失，如Sr与Ba。

（三）红土化作用中铝矿物形成条件

在这一问题上，法国学者Lelong等（1976）已作过阐述，他认为从风化作用一开始，

长石形成高岭石，然后转变为三水铝石或一水铝石，起决定性的因素是介质和pH值，但Garrels等（1965）做的工作至今仍然是经典性的，更值得引用。Garrels等认为铝土矿的成因在于高岭石与三水铝石之间的关系的变化。如果高岭石、三水铝石、溶解的SiO_2与水之间呈平衡状态，即：

$$\underset{\text{高岭石}}{Al_2O_3\cdot 2SiO_2\cdot 2H_2O}+5\underset{\text{水}}{H_2O}=\underset{\text{三水铝石}}{Al_2O_3\cdot 3H_2O_3}+2\underset{\text{溶解的}SiO_2\text{(硅酸)}}{H_4SiO_4} \qquad (1)$$

在强烈淋滤的条件下硅酸即溶解的SiO_2流失，通常认为形成三水铝石。倘若空隙水相当纯，把水的活度定为1，那么上述方程的平衡常数是：

$$[H_4SiO_4]^2=K \qquad (2)$$

利用方程的自由能值，即

$$\Delta G_r^0=\Delta G^0_{f\text{三水铝石}}+2\Delta G^0_{fH_4SiO_4}-\Delta G^0_{f\text{高岭石}}-5\Delta G^0_{f\text{水}}$$

$$\Delta G_r^0=-554.6+2(-300.3)-(-884.5)-5(-56.69)$$

$$\Delta G_r^0=12.7K_{Cal}=-1.364\lg[H_4SiO_4]^2 \qquad (3)$$

$$K^{1/2}=[H_4SiO_4]=10^{-4.7} \qquad (4)$$

因此，三水铝石与高岭石之间在“溶解SiO_2”大致为2×10^{-6}（指硅酸，如果指SiO_2则为1×10^{-6}）浓度（活度）值时达到平衡。若“溶解SiO_2”低于这一数值时，高岭石发生不一致分解，留下三水铝石而SiO_2则是随溶液流失。

三水铝石几乎总是伴随一水铝石（$Al_2O_3\cdot H_2O$）的同质二像之一——勃姆石（γ-$Al_2O_3\cdot H_2O$或硬水铝石（α-$Al_2O_3\cdot H_2O$）存在。三水铝石与纯水之间呈平衡状态时要分解，在酸性条件下：

$$Al_2O_3\cdot 3H_2O+6H^+_{水}=2Al^{3+}_{水}+6H_2O$$

而在碱性条件下：

$$Al_2O_3\cdot 3H_2O=2H^+_{水}+2AlO_{2水}^-+2H_2O$$

所以在酸性条件下分解为Al^{3+}离子。在碱性条件下产生铝酸盐离子。在pH＝5.1时离子活度相等，但在水溶液中还存在其他离子，特别在酸性溶液中，Al^{3+}倾向于与其他离子形成络离子。在稀释溶液中Al^{3+}含量很低，pH值的变化不一定能促使铝沉淀。

一水铝石的两种同质异像体和三水铝石之间的关系也是风化作用中的重要问题，它们之间是准稳定关系。如方程(5)

$$\underset{\text{勃姆石}}{Al_2O_3\cdot H_2O}\rightleftarrows\underset{\text{硬水铝石}}{Al_2O_3\cdot H_2O} \qquad \Delta G_r^0\cong-0.1\text{kcal} \qquad (5)$$

自由能的变化很少，硬水铝石仅多出大约0.1千卡。这说明了在红土化过程中这两种同质异像体都可以形成。三水铝石与硬水铝石的反应式：

$$Al_2O_3\cdot 3H_2O\rightleftarrows Al_2O_3\cdot H_2O+2H_2O$$

在纯水中反应向左，由于有几个千卡的驱动力，硬水铝石要水化成三水铝石。三水铝石与硬水铝石的并存与否可能与两个因素有关：一是由于硬水铝石形成与存在是准稳定的，二是硬水铝石在干旱时期形成，因为在这条件下水的活度大大低于纯水；接着是湿润期硬水铝石变为准稳定矿物。

根据Garrels等（1965）的研究，高岭石的稳定性也可以同样的方法来确定。取决于硅酸活度值的大小，高岭石可以发生一致性分解，残留也可以不残留高岭石。如果有碳酸或有机酸参加时，情况将更复杂。

七、结 束 语

红土化作用地球化学的研究，在国内也许还是个新课题，从国内已发表的成果看，有关红土化问题的研究寥寥无几，系统研究红土化作用中地球化学的就更少。第四纪地质的研究者只把红土作为地层的一个组成部分，很少涉及红土发育剖面及红土化过程（刘东生等，1962；中国科学院南海海洋研究所海洋地质室，1978）。土壤学界研究的红土化，着眼点也多少与地质学界的研究不同，他们着眼于剖面的上部，一般是生物或有机质作用较明显的部份，对红土的成土作用强调“生物气候”的影响；在元素的地球化学方面，从土壤肥力方面考虑得多，由于碱及碱土金属的淋失，红土形成的土壤是一种贫瘠的土壤。从地质地球化学的角度出发的研究，在我们国内进行得较少，只局部地区工作做得较详细（郭旭东等，1980；汪寿松等，1983）。我们这个课题，完全是从地质地球化学角度做的工作，而且是区域性的。

选择的地区是海南、广东及福建回归线以南或其附近的地区；红土化的原岩包括玄武岩、辉长岩、中酸性火山岩、花岗岩以及前寒武纪变质岩，在相同的气候条件下，由于原岩岩性不同，所处的地貌位置有差别，红土化剖面的发育程度也不同。由于剖面上的红土化产物剥蚀程度的不同，红土化作用所处的阶段也就有差异，这正好给我们提供了一个发育过程对比研究的机会，不同岩石原来的矿物成分和化学成分不同，对红土化进展速度是有影响的。富SiO_2的岩石，例如花岗岩，要形成三水铝石，所需的时间在同样条件下比玄武岩要慢得多。根据红土化指数公式$\frac{SiO_2(克分子)}{Al_2O_3(克分子)+Fe_2O_3(克分子)}$可知，花岗岩中去铁的风化作用可以很快完成，但去硅就需要较长时间，所以花岗岩风化过程中，高岭石是长久存在的矿物，要把所有高岭石都转变成三水铝石就更需时间了。对红土化作用过程——阶段和速度的定性研究是我们这次研究的另一个特点。

这里有必要对Schellmann(1979)所下红土的定义从矿物学角度加以阐明。Schellmann认为红土的化学成分必须是Al＋Fe的含量高于而Si的含量则低于仅仅高岭石化的母岩，换言之，单有高岭石化就不能称为红土。但在实际剖面中，例如我们在海南省西部变质岩区，高岭石与三水铝石及一小铝石是共存的，三水铝石的出现应当是红土化的标志。如果单从化学成分考虑，只要高岭石的数量较多，所占比例较大，即使有三水铝石及针铁矿出现，按Schellmann的定义也不能称作红土。在这里如果把红土化指数公式中，分母与分子比等于1时作为达到红土化的界线，把这一指数＞1时作为红土化前期或初始阶段，把指数＜1作为成熟阶段，就可以把化学成分与矿物演化统一起来。高岭石的数量超过三水铝石和针铁矿，SiO_2含量还可包括在次生石英及其他未分解的铝硅酸盐中，由于三水铝石的出现是红土化作用已开始的标志，就不必把这一过程排除在红土化作用之外。这样，花岗岩及其他酸性岩石，含有大量SiO_2，经过高岭石化（包括埃洛石化、蒙脱石化等），进到三水铝石，也就应当作为进入红土化阶段。由于这些岩石石英与硅酸盐含量多，风化作用中矿物的转化和最后的脱硅作用需要较长时间；铁铝分离速度虽然相对较快（如黑云母等暗

(ecl ology),

自从国外发现红土型金矿床以后，不少地质工作者都关心我国热带、亚热带地区有否可能存在这类金矿床，通过我们的工作，结论是：主要取决于红土化基岩的含金性。国外的例子是如此，华南大致也如此。红土剖面中含金富集较高的是前寒武纪变质岩区（处于粤西、海南金矿带上），有可能存在值得开采的矿床，目前虽未有发现，但不能排除将来有可能发现。我们曾经寄希望于滇南墨江金平一带，因为这里已知有不少原生金矿和砂金，红土化剖面也发育很好；另外是桂西北、黔西南与滇东南已知有卡林型金矿分布的石灰岩地区的岩溶红土，但由于经费限制，在修改计划时，把路途远的拟工作区删减了。

看来对红土型金矿的形成条件，构造活动地区也同样是有希望的。南太平洋的一些岛弧区，近些年中已有红土型金矿发现，如一开始我们提到过的新喀里多尼亚、印尼、菲律宾及斐济。Laurance L. J（1984）曾报道过斐济的Vunda 金矿，它正处于一个构造上活动的岛弧区，他还特别指出那里地貌上没有准平原化的迹象。这就加强了我们在三江地区南部找寻这类金矿的信心。

作为区域性的综合研究，我们还应当继续扩大研究地区，在某些问题上作再深入一步的探讨，而撰写本书仅仅是跨出了第一步。书中疏漏之处在所难免，敬请读者指正。

Abstract

Geochemistry of Lateritization Process and the Possibility of Forming Lateritic Type Gold Deposits in Southern China

A fairly vast territory of Southern China lies within the tropic of Cancer where laterite is widely distributed and has drawn attention of many scientists. The Chinese pedologists had done many works on the red soil including the lateritic soils. However, their interest is chiefly concentrated on the genesis and the fertility of soil and pay more attention to the effects of combing biological-geological processes. While to the geologists, the economical mineral resources are the first attraction: bauxite, especially the high grade aluminium ore gibbsite in Southern Fujian, was the earliest reported mineral deposits, then, limonite, manganese, cobaltide, clay, etc. were successively reported in the tropic regions. The blue corundum, red zircon, green crystals of olivine, as gem material, were explored in the Tertiary-Quaternary basalt areas in the past 1980S. All of these mineral resources are the products of weathering or lateritization in the tropic area of Southern China. Studies on the weathering or lateritization were appeaned in the 1980S (Guo, S. D. et al., 1980; Wang, S. S., et al., 1983; Jiang, D. H., 1987; Ma, J. J., et al., 1991). All their studies were restrained in limited localities in Hainan Island. No comprehensive and regional study on this subject so far is known.

Since the discovery of lateritic type gold deposits in West Australian, Brazil, Indonesia, New Caledonia as well as in Fiji Islands, Chinese geologists begun to notice the possible occurrence of gold in the tropic area where lateritization was known to the geologists earlier, an areal investigation of gold abundance associated with weathered products and the mobility of elements in tropie area are placed to the order of research works. The present work is a result of such a consideration which was approved and sponsored by the National Foundation of Natural Sciences (Programme No. 48970178). The work begun in April, 1990 and completed in June, 1993.

Lateritization as comprehended by geologists today is connected with the climate condition of the low latitude areas, namely it is only developed in the tropic region and subordinately subtropic region immediately neighbouring to the tropic of Cancer, where hot but dry alternating with wet

climate prevailes. In the present work, the concept of laterite is in accord with the definition given by Schellmann(1981), which says that "laterites are products of intense subaerial rock weathering whose Fe and/or Al content is higher and Si content is lower than in merely kaolinized parent rocks". SiO_2 content is decreased on the surface product, Al_2O_3 and Fe_2O_3 are increased in various amounts. Al_2O_3, Fe_2O_3 and SiO_2 are the chief chemical compositions of laterites and therewith formerly the name "feralliza-tion" had been attributed. Laterites are mostly a mixture of gibbsite(with or without monohydrate aluminium oxide, boehmite and diaspore), limonite and clay (in which silica is prescrved in a certain amount). The final product of lateritization is bauxite with unfixed composition of Al_2O_3, Fe_2O_3 and SiO_2. Laterite is a rock variable in chemical composition.

According to the original fresh rocks, the weathering or lateritization profiles could be grouped into 3 types: the ferruginous(or limonitic)laterite type, the aluminous (or bauxitic) laterite type, and siliceous aluminium clay type. The first two are the products of Tertiary and Quaternary basalt developed in different conditions; while the latter are developed in other lithological mother rocks in fifferent topographical circumstances, and as a type of lateritic profiles they acturally remain in the initial stage or unmature stage of the lateritization processes. Subdivisions of each type of profile are given in brief as follows:

Aluminous (bauxitic)laterite type: Laterite zone
Pisolitic bauxite zone (concretionary clayey bauxite zone)
Concretionary bauxitic clay zone
Saprolite zone
Fresh basalt

Ferruginous (limonotic) laterite type: Laterite zone
Thin layer of limonite nodules
Concretionary bauxitic clay zone
Saprolite zone
Weakly weathered basalt

Siliceous aluminum clay type:

Profile developed in Yanshanian gabbro: Laterite zone
Mottled clay zone
Nontronite-chlorite clay zone
Saprolite zone(with relics of rockforming minerals)
Fresh gabbro

Profile developed in Yanshanian granite: Red clay zone
(kaolinite and montmorilonite are common in each zone)
Mottled clay zone
Kaolinized granits zone
Fresh granite

Profile developed in Mesozoic volcanics: Mottled to red clay zone
(kaolinite, halloysite, montmorilonite sporadically occurred in various zones)
White clay zone(with rock relies)
Kaolinized volcanics zone
(Fresh volcanics hardly observed)

Profile developed in Pre-Cambrian metamorphic and migmatitic rocks:
(small amount of gibbsite present in all products in Hainan Island, but only kaolinite occurred in those of west Guangdong Province)
Laterite or arenaceous red clay zone
Clay zone(with fair amount of rock relics)
Weathered metamorphic rocks
Fresh schist and gneiss

Due to the different lithological characteristics of the parent rocks, the development of lateritic profile is various in their mineral compositions which acturally represent its degree of maturity. The ultimate product should be gibbsite with or without monohydrate (bohmite or diaspore) if desilicification as well as differentiation between Al- and Fe-hydrates is strong enough. However, in most cases in the studied area bauxite is the commonest final product. Due to strong erosion and denudation, the lateritization products could be removed at any time. Those preserved on the surface only represent an initial product or the early stage development of the weathering profile. Fortunately in Hainan Island and in the SE coastal Fujian Province, topographically belonged to the Cenozoic tableland or peneplain, no strong erosion and denudation had taken place, the topographical dissection is rather small, rarely exceeding 50 meters. The profile developed in situ is beyond doubt. While those developed in mountainous area such as in the metamorphic rocks of West Guangdong and West Hainan Island, the profiles are really uncompleted or unmatured, and their surface layer generally composed of clayey material mixed with iron hydroxides and rock or mineral relics, and their clay minerals (in broad sense) are mostly belonged to those of transitional forms such as sericite, hydromica, chlorite, halloysite and montmorilonite. Desilicification could hardly reach its completion. According to their degree of maturity or development stage in spite of the erosional factor, the order from high to low is basalt→gabbro→volcanics→gra-

nite→metamorphic rocks.

As to the chemical change during the lateritization processes, the mobility of chemical elements are the constraint. Under tropic condition, as a whole, the alkaline and alkaline earth are easily removed, SiO_2 and FeO also apt to leaching under high temperature, Al_2O_3 and Fe_2O_3 as well as TiO_2 are essentially concentrated in the upper-most part or lower horizones.

The mobility of trace elements in the lateritization process could be denoted by enrichment factor(ER):

$$ER=\frac{\text{sp. g. of weathered rock}}{\text{sp. g. of original rock}}\times\frac{\text{content of element in weathered rock}}{\text{content of element in original rock}}$$

According to the value of ER, trace elements can be distinguished into four groups: 1) essentially deficient or depleted: Sr, Ba, Zn, Y and the major elements K, Na, Ca and Mg. Most of them are removed from the weathered profile. 2) elements mobile but easily redeposited in the lower part of the profile, such as Co, Mn and Cu, they may form secondary minerals or adsorbed by clay or iron oxide. As Fe^{2+} and Fe^{3+} are transported and redeposited as hydroxides. Au might belong to this group. 3) group of"inert"elements, their ER range from 0.8 to 1.8, including Ti, Cr, Zr, V, Ge, Nb, Ga and probably Pb. Some of them are coexisted with the major element Al(such as Ti, Ga, and Cr). 4) elements of this group have a variable ER values. Their behavour exhibits an indefinite modes depending on the weathered circumstances.

The rare earth contents in different subzones of lateritized profile generally reveal that an enrichment in the surface laterite layer is stronger than that of the lower subzones. As a whole ΣREE of the lateritization products of basalt, gabbro, metamorphic rocks, as well as acidic to acidic-intermediate volcanics are greater than that of the original rocks, while in granite, ΣREE are of little diversion except a slight increase in the uppermost zone. The granite weathered profile has a peculiar character that the ΣREE in Shandai area, Zhanjiang County are decreased toward upper part, it seems that a loss of ΣREE during the lateritization processes occurred. All the lateritized profiles reveal that the LREE are enriched and HREE depleted. It has been explained by some authors(Henderson, 1984, for example) the HREE are apt to form complex ion with HCO_3^- or organic matter which are more preferable to dissolve in the weathering solution than the LREE.

As a trace element, Au is variable in different kind of rocks, its behavour in the lateritization process belongs to the second group according to its ER value, the Au contents in basalt-, granite-, acidic to intermediate

volcanic-, migmaticgneissic- weathered profiles vary with their subzones (Table 5-1). Our investigation indicates that Au is generally enriched in two subzones of the lateritic profile, i. e. subzone with iron, manganese and in rare case with bauxitic concretions, and the subzone of saprolite or decayed rocks. In the weathered profile of migmatite in West Hainan Province, the surface arenaceous clay as well as decayed migmatitic gneiss, *ER* value of Au reaches up to 4.24 to 4.61. In their saprolite subzone the *ER* value of Au ranges from 1.04 to 1.81. In iron and manganiferous concretionary bad, *ER* value varied from 1.01 to 3.39. However the Au content in various weathered zones varies greatly depending on their original fresh rocks. The original abundance of Au in metamorphic rocks of Pingtang, Xingyi County determined by wet chemical analysis is 31×10^{-9}—83×10^{-9}, while in those gneisses of Dongtian in this area, 24×10^{-9}, and migmatite, 25×10^{-9}.

It is clear, in addition to the tropic climate as a necessary restraint, the possibility of formation of lateritic type Au deposits also depends on: 1) the abundance of Au in the parent rocks, 2) the relative slow epeirogenic uplift and peneplaination. However the latter restraint could not be a necessary condition in view of the development of lateritic Au type deposits in the island arcs in southern Pacific, such as in Fiji, Caledonia, Indonesia etc. where tectonic movement is quite active.

Some interesting problems are discussed in the last part of this book, they are the rate of the development processes of lateritization, the possible systematic mineralogical evolution in lateritization processes and paragenesis of chief aluminium minerals.

As shown in Fig. 6-1, five lateritized profiles of basalt, from their original fresh rocks to the uppermost subzone (laterite or lateritic clay) exhibits a tendency of de-silicification which results to the product with less silica and increasing in Al_2O_3 or Fe_2O_3. Their final and some of the intermediate products essentially lie in the field of laterite. The indices of lateritization are mostly less than unit. But those of metamorphic rocks are quite complex becouse of the erosion effect, the relics of rock-forming minerals or even relics of parent rock fragments(Fig. 6-2) can serve as evidence of this effect.

The evolutional mineralogical system in the whole lateritization might vary with the lithology of the mother rocks and their geographical position including latitude and surface relief. Most rocks in our researched area formed hydromica or sericite at first, then kaolinite in a general way, but a possibility that minerals such as feldspar could be directly converted into gibbsite can not be rejected. In any kind of parent rocks, de-alkaline and

de-alkaline earth processes are obvious. Combing with hydrolysis of most rock-forming minerals, de-silicification and differentiation of Al_2O_3 and Fe_2O_3 are become important. In majority, the de-silicification has an order: sericite (hydromica)→montmorilonite→halloysite→allophane→kaolinite→gibbsits with or without bohmite or diaspore. felspar might be directly converted into gibbsite in the lower latitude area with high rainfall and high temperature. A mineralogical evolution systematics is suggested(Fig. 6-3).

The physico-chemical environment of the conversion of kaolinite into gibbsits is introduced and discussed with reference to the theory promoted by Garrel and Crist(1965), and gibbsite associated with or without aluminium monohydrate(the γ-$Al_2O_3 \cdot H_2O$ and α-$Al_2O_3 \cdot H_2O$) are also considered in the present work.

参 考 文 献

1．埃文斯，D. L. K.. 1986，红土化对砂金的成矿作用.黄金地质科技，No. 1

2．陈础廷，1982.广东省肇庆地区南部的金矿类型及找矿方向.广东地质科技，No. 1

3．达戴，I. R.，1980.稀土元素等在一个风化壳剖面中的再分配和分馏.国外矿产地质，1983，第23期

4．丁国瑜等，1964.海南岛第四纪地质的几个问题.《第四纪地质问题》，科学出版社出版

5．龚子同，1980.我国境内成土风化壳的地球化学类型.土壤学报，第37号

6．郭旭东等，1980.我国海南岛第四纪玄武岩风化壳的地球化学特征.地理学报，No. 2

7．蒋大海，1987.海南岛蓬莱宝石矿及伴生铝土矿、钛土矿地质概况及形成条件.广东地质，No. 2

8．蒋溶等，1987.中国铝土矿的层位、成因、分布规律和找矿方向.矿床地质研究所所刊，No. 1

9．李庆逵主编，1983.中国红壤.科学出版社出版

10．李天杰等，1983.土壤地理.北京高等教育出版社

11．刘东生等，1962.气候标志及中国第四纪地层划分.中国地质，第6期

12．刘英俊等，1991.金的地球化学.科学出版社出版

13．马锦江等，1991.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.岩石学报，No. 3

14．南京大学地质学系编，1977.地球化学（修订本），科学出版社出版

15．涂光炽，1990.我国原生金矿类型的划分和不同类型金矿的远景剖析.矿产与地质，卷4，总第15期

16．汪寿松等，1983.海南岛第四纪玄武岩的红土化作用.地质科学，No. 1

17．王自明，1989.第四纪砂金矿床形成条件.黄金地质科技，No. 1

18．韦启蕃等，1983.广西弄岗（自然保护区）石灰土的地球化学.土壤学报，No. 1

19．文森泽，1982.红土化作用可能是砂金矿床形成的一个原因.国外地质科技，No. 4

20．杨春华，1986.残坡积土壤层中铁锰氧化物的吸附特征及其地球化学找矿意义.地质科学，No. 4

21．中科院南海海洋研究所海洋地质研究室，1978.《华南沿海第四纪地质》，科学出版社出版

22．Angilica, R. S. and da Cosca, M. L., 1993. Geochemistry of rare-earth elements in surface lateritic rocks and soils from the Maicuru complex, Para, Brazil. Jour. Geoch. Expl. 47, 1—3, Sp. Issue, 165—182

23．Balasubramanian, K. S., 1978. Mineralogy, geochemistry and genesis of bauxite of certain profiles from Western India. "4th Intern. Cong. for the Study of Bauxite, Alumina and Aluminum." p. 35—67

24．Banerji, P. K., 1984. On current knowledge of ore formation by lateritization processes, in "Proceedings of the 27th IGC", V. 12, Metallogenesis. 213—232

25．Benedetti, M. et al., 1990. Present behaviour of gold in lateritic environment Salobo(State of Para, Brazil). Chem. Geol. 81, 27—29

26．Boski, T. and Herbosch, A., 1990. Trace elements and their relation to the mineral phases in the lateritic bauxite from southeast Guiana Bissau. Ibd. 82, 279—297

27．Boulauge, B., Carvalho, A. and. Melfei, A., 1990. Geochemical characteristics of Africa and Bragilian bauxite deposits; SiO_2—Al_2O_3—Fe_2O_3 system and Ti, Cr and Fe_2O_3 relations. Ibd. 81, 30—33

28．Costa, da, M. L. 1993. Gold distribution in lateritic profiles in South America, Africa and Australia; Application to geochemical exploration in tropical regions. Jour. Geoch. Expl., 47, 1—3. Sp. Issue 143—164

29．David, R. and El-Ansany, M., 1986. Geochemical patterns in the lateritic profile at Boddington gold deposit, Western Australia. Ibd. 26, 119—144

30．Ferguson, K. J., 1986. The Kalian gold deposit, Kalimantan, Indonesia. in"Proceedings of Symposium 5: Volcanism, Hydrothermal Systems and Related Mineralization", IVC, New Zealand. p. 41—46

31．Fregssinet, Ph. et al., 1990. Geochemistry and mineralogy of soils covering laterites and their use for gold exploration. Chem. Geol., 61, 58—60

32．Garrels, R. M. and Christ, C. L., 1965. Solutions, Minerals and Equilibria. 352—362

33. Geol. Dep. and Uni. Ext., University of Western Australia, 1989, Pub. The Boddington laterite gold deposit, Western Australia; A product of supergene enrichment processes. No. 11, 355—368
34. Ghosh, K. P. and Dutta, B. C., 1978. Mineralogy and Genesis of Phutkapahar bauxite deposits of Eastern Madha Pradesh, India. "4th Intern. Cong. for Study of Bauxite, Alumina and Aluminium", V. 1. Bauxite. 204—255
35. Glasson, M. J. et al., 1988. Gold Exploration in the Callion area Eastern Goldfields, Western Australia. Jour. of Geol. Expl. 31, 1—20
36. Grouder, S. and Gencher, F., 1978. Bioleaching of bauxite by wild and laboratory—bred microbial strains. "4th Intern. Cong. for Study of Bauxite, Alumina and Aluminium" V. 1. Bauxite. 271—278
37. Grubb, P. L. C., 1971. Genesis of the Weipa bauxite deposits, North-East Australia. Mineralium Deposita. 6, 265—274
38. Hendelson, P., 1984. Geochemistry of rare earth elements.
39. Kontopoulos, A. et al., 1978. Physical, chemical and mineralogical characteristics of the Grecian red mud. "4th Intern. Cong. For the Study of Bauxite, Alumina and Aluminum."
40. Lawrance, L. J., 1984. Surface and near surface gold at Vunda, Fiji. In "Gold-Mining, Metallurgy and Geology". 385—396
41. Lelong, F., Tardy, Y., Grandin, G., Trescases, J. J. and Boulang, A., 1976. Pedogenesis, chemical weathering and the formation processes of some supergene deposits. In"Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits"V. 3 Ed. by K. H. Wolf
42. Mann, A. W., 1984. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles; some observations from Western Australia. Econ. Geol. 79, 38—49
43. Martin, J. M. et al., 1976. Rare earth element supply to the ocean. J. Geophys Res., 81; 3119—3124
44. Michel, D., 1987. Concentration of gold in situ laterite from Mato Gross. Minerlium Deposita. 22, No. 3
45. Minatidis, D. G., 1978. The bauxite deposits as a favourable terrain for gold exploration; A theoretical approach. "4th International Congress For the Study of Bauxite, Alumina and Aluminum." 589—598
46. Nair, N. G. K., et al., 1989. Lateritization as a possible contribution to gold placers in Nilambur Valley, Southwest India. Chem. Geol. 60, 309—315
47. Noack, Y. et al., 1990. Weathering of basalts in North Para Basin, Brazil, Chemical Aspects. Ibd., 61, 111—113
48. Norton, S. A., 1973. Laterite and bauxite formation. Econ. Geol., 68, 353—361
49. Oti, M. N., 1987. Geochemical and textural characterization of laterites of Southeastern Nigeria. Chem. Geol., 60, 63—72
50. Rankin, P. C. and Childs, C. W., 1976. Rare-earth elements in iron manganese concretions from New Zealand soils. Ibd., 18, 55—64
51. Rao, A. B., 1987. Lateritized gravel bed; A new guide horizon for lateritic gold?Ibd. 60, 287—291
52. Rao, A. B., 1987 Guide horizons for gold mineralization in lateritic crusts. Ibd. 60, 293—298
53. Sahasrabudhe, H. S., 1978. Geochmistry of bauxite profiles on different rock types from Central and Western India. "4th Internationla Congress For the Study of Bauxite, Alumina and Aluminum." 734—751
54. Sanfo, A., Colin, F., Delaune, M., Boulange, B., Parisat, J. C., Brodleg, R. and Bratt, J., 1993. Gold; A useful tracer in Sub-Sahelian laterite, Chem. Geol. 109. 3/4, 323—326
55. Schellmann, W., 1981. Consideration on the definition and classification of laterite, in "Lateritization Processes, Proceeding of the International Siminar", 1979. p. 1—10
56. Schorin, H., 1987. Geochemical composition of two laterite deposits from Serranta De Los Guaicas,

图版说明及图版

图版中的照片均为扫描电镜照片。

1. 福建泉州东岳山高岭石（Qz-1）×3380
2. 福建泉州东岳山蒙脱石（Qz-2）×1490
3. 福建泉州东岳山蒙脱石（Qz-3）×2500
4. 福建泉州东岳山蒙脱石＋绿泥石（Qz-3）×2500
5. 福建莆田长基滑石（Qz-16）×1550
6. 福建漳浦三水铝石（Zh-6）×1310
7. 海南儋县那大石英＋一水硬铝石（HD-03）×1550
8. 海南儋县那大石英＋高岭石（HD-03）×1310
9. 海南蓬莱三水铝石（Hp-66）×4400
10. 海南蓬莱高岭石十三水铝石（Hp-65）×2020
11. 广东信宜平塘水云母（GG-12）×2500
12. 福建同安埔石蒙脱石（Tn-2）×2500

Captions

1. Kaolinite (Qz－1), ×3380, Dongyueshan, Quanzhou, Fujian
2. Montmoriloniite (Qz－2), ×1490, Dongyueshan, Quanzhou, Fujian
3. Montmorilonite (Qz－3), ×2500, Dongyueshan, Quanzhou, Fujian
4. Motmorilonite＋Chlorite (Qz－3), ×2500, Dongyueshan, Quanzhou, Fujian
5. Talc (Qz－16), ×1550, Changji, Putian, Fujian
6. Gibbsite (Zh－6), ×1310, Zhangpu, Fujian Fujian
7. Quartz＋Diaspore (Hd－03), ×1550, Nada, Dan County, Hainan
8. Quartz＋Kaolinite (Hd－02), ×1310, Nada, Dan County, Hainan
9. Gibbsite (Hp－66), ×4400, Penglai, Hainan
10. Kaolinite＋Gibbsite (Hp－65), ×2020, Penglai, Hainan
11. Hydromica (Gg－12), ×2500, Pingtang, Xingyi, Guangdong
12. Montmorilonite (Tn－2), ×2500, Pushi, Tong'an, Fujian

図版　I

Plate I



图版 Ⅱ

Plate Ⅱ



目录

一、影响红土化剖面发育的因素
二、主要岩类红土化剖面类型及分带
三、风化壳中基本化学元素的地球化学特征
四、红土化过程中微量元素地球化学行为
五、在华南形成红土型金矿可能性的探讨
六、华南红土化作用过程中若干问题探讨
七、结束语
英文摘要
参考文献
图版说明及图版