

# 关于风化壳建造、古风化壳建造 及其形成机理问题

廖士范

(贵州省地矿局)

**[内容提要]** 现代风化作用形成风化壳物质,经过迁移就位以后形成风化壳建造;第四纪以前的古风化作用则形成古风化壳物质,经过迁移就位以后形成古风化壳建造。它们既不同于海相沉积,也不同于陆相沉积,与板块构造也无关系。但是它们有相同的风化作用形成机理;有大同小异的风化矿物、结构构造,以及颗粒大小不一,排列杂乱的产出特征,也有相同的迁移就位特征。是一个独特的建造,值得讨论。

**关键词** 风化壳物质 古风化壳物质 溶解流失

## 1 前言

### 1.1 风化壳建造和古风化壳建造

现代风化作用形成的风化壳建造和更新世以前古风化作用形成的古风化壳建造,都是由风化作用形成的,它们有共同的形成机制,有大同小异的风化壳物质和产出特征,有相同迁移就位机制(下文讨论)。它们不同于一般水体中的沉积建造,如海相沉积建造,湖相沉积建造。它们有时具有重力流、风暴、浊流等沉积特征,及河、湖、海域等沉积特征,所以常易被人判断错误。它们的形成,特别是古风化壳建造的形成,主要取决于一定的板快构造地质,例如我国上扬子板块,由于晚前寒武世晚期至古生代期间。造陆运动频繁,致使地层中出现好几次侵蚀间断(最主要的是晚震旦世及早寒武世以前、石炭世以前,以及二叠纪间的侵蚀间断),这就有利于形成铝土矿、各种粘土矿、稀有金属矿等的古风化建造。华北板块则只有晚石炭世以前的侵蚀间断。形成的铝土矿、稀有金属(包括稀有元素矿)、油气等建造。其次,才是适合风化作用的气候、地形、地理、地球化学和被风化的基岩化学性质等。它们有独特的风化壳建造、古风化壳建造特征,有它自己发生、发展规律。为此应提出这一独特到的建造来进行讨论。

### 1.2 研究风化壳建造、古风化壳建造的重要意义

① IGCP317 项,前更新世地球上风化作用记载项目。

② 本文 1993 年 3 月 23 日收稿,1993 年 6 月 4 日收修改稿。

风化壳建造、古风化壳建造的固体矿产、油气矿产往往是大型、超大型矿床。其中固体矿产廖士范(1992)已有专文报道,至于古风化壳建造与油气矿产建造,在国外早已有报道,但是引起重视也仅仅是近几年的事情。欧美学者把古风化壳建造油气,称之为古岩溶油气矿床,例如成都地质学院沉积地质矿产研究所(1991),美国(1988)、英国(1990)召开的有关国际地质会议上提出的课题都是古岩溶油气矿床问题。据我国贾振远在准噶尔地区和塔里木盆地研究证明,古生界(塔里木)、中生界(准噶尔西北缘)大部分油气储集于古风化壳建造之中。此外我国华北地区著名的所谓“古潜山”油气,作者意见实际上也是古生界的古风化壳建造油气。可见风化壳建造固体矿产和油气矿产在国民生计中是极为重要的。

## 2 风化壳物质和古风化壳物质形成条件

### 2.1 气候、古地理位置条件

现代的气候和古地理位置是产生现代风化作用,形成现代化风化壳物质的重要条件,第四纪以前的古气候和古地理位置是产生古风化作用,形成古风化壳物质的重要条件。但是无论现代还是第四纪以前的气候和地理位置条件都是相同的,都可以产生相同的风化作用,形成风化壳物质和古风化壳物质。人所共知风化作用有物理风化作用及化学风化作用,后者又可以分为地球化学风化作用和生物化学风化作用。土壤学家在这个问题上做了大量工作,他们之中许多人相信地球化学风化作用主要发生于热带、亚热带;生物化学风化作用主要发生于温带(李庆达,1983)。许多风化壳建造固体矿产(即红土矿床)都位于热带、亚热带地区(廖士范,1992),而且要在靠近海洋的陆地,要有海洋气候,潮湿多雨,蒸发速度缓慢,才能形成风化壳物质,否则在大陆内地纵然处在低纬度地区也难以形成风化壳物质,更谈不上形成风化壳建造固体矿产了。以铝土矿为例现代气候条件下风化作用形成的红土铝土矿(风化壳铝土矿)储量 88.2%,分布在南北纬 20—25°的低纬度地区,储量 6.34%分布在南纬 25°以南(廖士范等,1991),都是热带、亚热带的森林气候或草原气候。另外一个重要因素便是均临近海洋(廖士范,1992),为潮湿多雨,蒸发速度缓慢的海洋气候,大陆内部气候干燥,蒸发速度快的地区没有铝土矿。森林或草原气候,易产生有机酸及生物化学作用可促进风化作用的进行,这对风化作用形成风化壳物质包括固体矿产,也是一个重要因素。所以风化壳、古风化壳物质常有碳质岩或有机碳,便是这个原因。其他风化壳矿产也有这样气候和古地理位置的条件。Bardossy G. (1982)总结了地球化学风化作用形成的风化壳建造铝土矿(红土铝土矿)的气候条件,要年平均气温 20°C;最热平均 30°C,最冷平均 20°C,每年温度总和 9000—10000°C,这正是热带、亚热带气温。另外要求年平均降雨量 1200—1500 毫米,每年下雨月数较多,干燥月份较少,雨季地表温度 20—30°C,旱季地表温度 35—45°C。年平均聚集曝晒 160—180kcal/cm<sup>2</sup>。每年聚集辐射量 40—60kcal/cm<sup>2</sup>,辐射平衡 70—80kcal/cm<sup>2</sup>。其它研究风化壳建造铁矿、镍矿都有类似结果(F·G·帕西瓦尔,1976;Richard E. et al, 1986)。有现代风化作用形成的风化壳物质,必然会有第四纪以前的古风化作用形成的古风化壳物质。因为第四纪以前,地球上同样有形成古风化壳物质所需的气候、地理位置,地形条件和地质构造条件,以及基岩化学性质。四川西南晚二叠世玄武岩东临上扬子浅海,其古风化壳铝化物质分布地区古地磁位置是南纬 7 度(周姚秀等,1986),属热带森林至草原气候(廖士范等,1991)。加勒比海地区的牙买加新第三纪的古风化壳铝土物质,也都在北纬 20 度左右的低纬度热带地区,为海洋气候,潮湿多雨(廖士范等,1991)。

## 2.2 地形条件

廖士范认为形成风化壳物质、古风化壳物质的地形条件都是在地形高处,如山岭脊部、台地上发生的地形低洼排泄条件不好的地区,不利风化作用的进行,这是因为这些地区的原岩被天水溶解的无用物质不易排泄流失,常与不易溶解流失的有用物质化合成新的矿物(无用的)或仍停留在水天中。例如在地形高处原岩中常见的铝硅酸盐类矿物中硅质在偏酸性、酸性的天水中进行风化作用时大部分被溶解成  $\text{Si}(\text{OH})_4$  或  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  溶液排泄流失,不易被这种天水溶解流失的常是铝凝胶( $\text{AlOOH} + \text{aq}$ )残存,而成风化矿物三水铝石( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ );如果是在地形低洼处这种  $\text{Si}(\text{OH})_4$  或  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  溶液不能排泄流失,仍然滞留原地,当其处于酸性条件下这些硅质溶液又可与铝凝胶结合成高岭石,当其处在碱性条件下它与铝凝胶常可结合成水云母,难以形成风化矿物三水铝石(廖士范等,1991)。

## 2.3 地质构造条件

风化壳物质、古风化壳物质要求地壳稳定才易保存聚集,按照廖士范(1992)意见,如果地壳活动,地震频繁,虽然气候、地理位置、地形条件都很好,容易产生风化壳物质,但由于地壳不稳定,这些风化壳物质不易保存聚集,容易散失,这些地区是很难找到较多风化壳物质、古风化壳物质的,也难形成风化壳、古风化壳固体矿产的。据已知资料证实所有古风化壳铝土矿(国外叫喀斯特铝土矿)都是平行不整合的超覆在地层之上,也是整合或平行不整合的下伏在较新地层之下的(Г·М·布什斯基,1984;Bardossy G. 1983;廖士范等 1991a)。澳大利亚哈默斯利古风化壳富铁矿,18 亿年前形成的含铁硅质岩建造在第三纪以前地壳长期稳定,长期风化作用将其中硅质及其他杂质淋失,才形成 200 多亿吨古风化壳富铁矿石,18 亿年以前形成的地层(包括铁矿)与第三纪地层是平行不整合的。国外其它几个大于 100 亿吨的古风化壳富铁矿也是如此生成的。另外,风化作用的时间越长,风化壳物质就越多,所以,地层中侵蚀间断的时间越长,古风化壳物质越多,其固体矿产的品质也越好。

## 2.4 基岩化学性质条件

基岩化学性质取决于组成基岩的造岩矿物的化学组分。人皆共知,天水中含有大量的游离  $\text{CO}_2$ 、 $\text{O}_2$ ,有时还含有机酸,所以是氧化环境,偏酸性或酸性条件。极易溶于这种天水而被迁移的是岩石中卤族元素( $\text{Cl}$ 、 $\text{Br}$ 、 $\text{I}$ )、 $\text{S}$  及碱土金属元素,如  $\text{Ca}$ 、 $\text{Mg}$ 、 $\text{K}$ 、 $\text{Na}$  及一部分或大部分硅质易被其溶解淋失,不易溶的是岩石中的  $\text{Ti}$ 、 $\text{Al}$ 、 $\text{Fe}$  及一部分  $\text{Si}$  以及其他金属元素。所以除了含卤族元素的岩石以外,碳酸盐岩便是较易被这种天水溶解淋失的(即易风化的),硅酸盐和铝硅酸岩石较难在这种天水中溶解淋失。风化作用时元素的迁移能力常 Perel'man (1967, p. 260)制订的分类来确定。他的分类是根据元素迁移方式及化学环境来确定的。

# 3 风化壳、古风化壳物质特征及形成机理

## 3.1 风化壳、古风化壳物质特征

基岩风化后多呈土状、多孔状、管状。结核状、罐儿状(例如含水三价铁矿)、葡萄状(例如含水高价锰矿)等结构构造只有风化壳物质,或其建造中才能见得到,在古风化壳建造中则难以见到,因为古风化壳物质受到上覆层的压实作用及成岩后生变化后不易保存。但是在风化壳物质和古风化壳物质中或多或少的都有碎屑状、砾块状、豆鲕状、结核状、结石状。其产出特征是其颗粒大小不一,排列杂乱,分选性差,无古地理位置的选择,很少典型的水体中的沉积构造。这些结构、构造和产出特征在其迁移就位以后形成风化壳建造,受到上覆层的压

实作用、成岩后生变化以后仍然没有受到破损。这是风化壳物质、古风化壳物质或者风化壳建造、古风化壳建造的独特特征,也是将它从水体中的沉积建造划分出来的主要理由。由于其迁移就位常受季节风力的影响或重力作用影响,有些重力流现象,常被人误认为是“重力流沉积”、“风暴沉积”、“浊流沉积”。古风化壳建造中的豆鲕、结核、结石常被误认为是水体中胶体沉积物。其实它们既不同于水体中碎屑沉积,也不同于水体中的胶体沉积(指豆鲕、结核、结石),因为它们的矿物组成全部是风化的,没有或极少水体中自生矿物。这些矿物的氢氧同位素分析也证实它们的形成与大气降水密切相关(廖士范等,1991)。特别是这些风化物质和风化建造中,常保存有非水体中形成的渗流管、渗流凝胶,例如原地残积和异地堆积的风化壳建造、古风化壳建造的物质中常可见到保存完好的渗流管、渗流凝胶,异地水体中沉积的风化壳建造和古风化壳建造中也可以见到已经被搬运破损的渗流管、渗流凝胶(廖士范,1991a)。这是其他水体中正常沉积的陆源碎屑岩或盆地内碎屑岩,以及其他任何正常沉积岩中很难见得到的现象,水体胶体沉积物更难找到此物。另外,陆源(主要)或盆内碎屑、砾块多是机械滚动磨圆的,因而滚圆度也都差不多,圆度也较差;由于分选作用,沉积以后颗粒大小都差不多;有明显的定向排列。风化的碎屑、砾块,圆度有的极好,有的很不好,甚至有的还有机械破碎的棱角(以小碎屑最多),以无棱角的居多,特别是圆度较好的表面常光滑,具明显的化学风化作用形成现象。圆度较好的碎屑、砾石常与结石很难区别。水体中胶体沉积的豆鲕、结核、结石,组成的颗粒极细是胶体级颗粒组成,而风化的豆鲕、结核、结石均为大小不一的碎屑组成,而且碎屑中有细小的豆鲕,鲕中又有小鲕。特别是有时风化尚不彻底时,豆鲕还未形成,有过渡的“隐形鲕”或叫“萌芽鲕”(廖士范等,1991)。为了区别这些风化成因,笔者在研究铝土矿时建议将这些结构构造之前冠以“红土”二字。例如红土碎屑,红土砾块,红土豆鲕,红土结核,红土结石等,以便与水体中的胶体成因相区别。

### 3.2 风化作用

风化壳物质与古风化壳物质都是由相同的风化作用形成。

风化作用不同的作者有不同的含义,作者意见,风化作用应是暴露在地表或地壳浅部一般是地下水潜水面以上)的岩石、矿床由于太阳能引起的冷热变化和大气降水(天水)、生物作用等因素发生的物理的、地球化学的、生物化学等的分解作用。它使母岩的一部分或大部分物质溶解淋物;另一部分不易被这种大气降水溶解淋失的物质残留聚集,使成风化壳物质,这种物质经过迁移就位,便形成风化壳建造或古风化壳建造。

地球化学风化作用对形成固体矿产至为重要,它不仅是发生在地表,既使在地下水潜水面以上的氧化改造带(廖士范,1982),也可逐渐由上而下发生的。这个带中,由大气降水形成的地下水都是向下渗流的,是开放体系,少部分可能是半开放体系,通常叫渗流带。此带的地下水中,除富含大气降水带来的游离  $\text{CO}_2$ 、 $\text{O}_2$  气体外,这个带还含有  $\text{H}^+$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{HSO}_3^-$ 、有机酸离子,各种盐类离子,络合离子(许翼泉,1983)。所以渗流带一是酸性、偏酸性氧化环境,岩石中不少化学组分极易溶解于这种物化环境中。

### 3.3 一般岩石中主要化学成分及地球化学行为

一般岩石中主要化学成分是  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ , 硫的化合物, 卤族元素化合物, 磷的氧化物(微量)。除  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{SiO}_2$  以外, 其余均属易溶物质。 $\text{FeO}$  在氧化环境的地表水或渗流带中易被氧化成  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 所以岩石中主要的化学成分实际只有  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{SiO}_2$ 。这四种化学成分按其在天水中溶解难易程度次第是

$\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , 现在来逐一讨论。

$\text{TiO}_2$  在岩石中一般含量甚微, 但是风化后可以增高到 70—80 倍 (Ida VeleTon, 1972)。表明要使它溶解迁移是困难的。 $\text{TiO}_2$  可以在各种不同的物理化学环境中形成不同的矿物出现, 但它的地球化学行为目前还不太清楚。

铝在风化作用过程中为大气降水溶解迁移较为困难。据研究, 铝要在  $\text{pH} < 4$  时才开始溶解成  $\text{Al}^{3+}$  离子、络合离子迁移, 或  $\text{pH} > 10$  时才成  $\text{AlO}_2^-$  离子、络合离子迁移 (Roach G. I. P. et al., 1983; Dominique L. Butty et al., 1984)。为此地下水的水质分析中均不分析  $\text{Al}^{3+}$ 。我国贵州遵义、安顺、六盘水、都匀古生代石灰岩、砂岩 40 多件泉水分析中仅 7 件含有  $\text{Al}^{3+}$  0.016—0.001 毫克/升, 其余 33 件均为 0.00 毫克/升, 在河水, 井水, 地表径流中情况也是一样 (贵州省地矿局环境地质队 1986 年资料)。所以铝在一般大气降水的酸碱度介质中是难溶的, 较难被风化淋失。铝在一般酸碱度介质中只能成为  $\text{AlOOH} + \text{aq}$  凝胶形成保存下来, 这种铝凝胶在  $\text{pH} 6-8$  时又容易形成三水铝石 ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) (Ida VeleTon, 1972; Dominique L. Butty et al., 1984)。由于铝与硅易结合成新生的高岭石 (廖士范等, 1991a,) 所以一般岩石、矿床风化后残留的风化壳物质中常有三水铝石、高岭石等风化矿物残留下来, 而且常在其顶部。

铁在风化作用过程中, 首先氧化成含水的三价铁矿物 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), 这种三价铁比铝更难溶于一样的水体中而被迁移。三价铁凝胶也不稳定, 迁移也较困难, 所以含铁岩石中的铁在风化作用过程中, 以含水的三价铁矿物, 或脱水以后的三价铁矿物 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) 形式残留下来。且多风化壳的上部, 顶部则多为含水的三价铁矿物。但是, 在与大气不接触的地下水中的  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 其中一部分常可成  $\text{Fe}^{2+}$  离子溶解于地下水中迁移。这只在渗流带的下部才可能有这种情况, 因为愈向下介质中  $E_h$  的越低, 铁的溶解迁移能力便会越大。所以, 除了地表部分或受大气影响较大的渗流带上部残留含水三价铁矿物以外, 在渗流带的下部, 铁比铝又较易溶解迁移。

硅, 除氧化硅晶体中的硅以外, 硅在风化作用过程中是比较容易被大气降水形成的地表水或地下水溶解迁移的, 特别是非晶质硅更易被溶解迁移。由于硅不是变价元素, 所以在氧化环境或还原环境, 只要在偏酸性、或酸性条件下都可被溶解迁移。所以由大气降水形成的地表水或浅部地下水 (地下水潜水面以上) 甚至较深部 (地下水潜水面以下的一定深度内) 的地下水都可将其溶解成  $\text{Si}(\text{OH})_4$  溶液, 转化成  $\text{Si}(\text{OH})_3^+$ ,  $\text{Si}(\text{OH})_2^{2+}$  等络合离子形式的真溶液迁移。在中性或碱性条件时,  $\text{SiO}_2$  也可成硅酸溶液 ( $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) 缓慢迁移。所以在地表面或渗流带中只要其中有游离的  $\text{CO}_2$ 、 $\text{O}_2$ , 甚至潜水面以下的潜流带中, 有时也含有较多的游离的  $\text{Cl}_2$ , 均可将  $\text{SiO}_2$  溶解迁移。为什么潜流带有时也有偏酸性或酸性条件呢? 因为这个带的地下水中虽然没有游离的  $\text{O}_2$ , 但时有游离的  $\text{CO}_2$ 。温度低时含游离  $\text{CO}_2$  多为偏酸性或酸性, 温度高时不含游离的  $\text{CO}_2$  或少含游离的  $\text{CO}_2$ , 地下水具中性或碱性, 所以潜流带中  $\text{pH}$  值可以由 5—9, 为此在潜流带有时这种  $\text{SiO}_2$  也可以被溶解迁移。与  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  比较起来  $\text{SiO}_2$  是比较容易被溶解迁移的。但是总有一部分或大部分  $\text{SiO}_2$  残留下来 (布什斯基, 1984), 而与铝凝胶形成风化的铝硅酸盐矿物如高岭石, 或在渗流带下部与铝、铁 (二价铁) 凝胶结合形成风化的铁铝硅酸盐矿物, 如绿泥石。

以上是一般岩石中主要化学组分在风化作用过程中形成风化壳物及风化矿物的机理及地球化学行为。不同的岩石化学组成或含有不同的金属元素、稀有元素, 经过风化作用以后

有不同的风化壳物质,或各种不同的风化物。例如含镍、铬的超基性岩石不则易风化成镍、铬的风化地壳镍、铬矿石。铝硅酸盐矿物除易风化成三水铝石以外,也易风化成粘土矿物。

铁、锰是变价元素,风化作用形成的风化物,都是高价的含水的铁、锰矿物,而且愈接近地表或顶部高价矿物愈多。例如锰的风化壳顶部常是含水的四价锰矿物,向下次第为三价锰矿物,再向下至基岩中则为原生的二价锰矿物。铁在风化壳顶部则常是含水的三价铁矿物,向下到基岩便是原生的二价铁矿物了。各种原生的金属硫化物风化后硫被溶解淋失了,便多成风化的金属氧化物,或硅酸盐矿物、碳酸盐矿物。

## 4 风化壳及古风化壳建造所形成阶段

前文已提到,风化壳物质、古风化壳物质经过迁移就位以后,便形成了风化壳建造和古风化壳建造。它们的形成,风化壳建造仅经历过下述的第一、二阶段。古风化壳建造是风化壳建造形成以后,再经历下述的第三、四阶段。

第一阶段是风化壳物质形成阶段,即风化作用形成风化壳物质(红土)的阶段。

第二阶段是迁移就位阶段,风化壳物质经过迁移就位以后,形成风化壳建造。

第三阶段是风化壳建造深埋地下为第四系或其以前老地层所覆盖,经历这些上覆层的压实作用及成岩后生变化后,形成了原始古风化壳建造。这个阶段是在渗流带、潜流带,有时甚至可在地下水滞流带进行。这个阶段的变化是很复杂的,许多问题尚未研究清楚。由于各种不同性质的风化壳建造的物理、化学性质不尽相同,因此有不同的变化。一般物理变化在经受上覆层的压实作用以后,不少风化时的结构构造消失,如风化时的土状、多孔状、管状、姜结仁状、罐儿状(含水的高价铁矿)、葡萄状(含水的高价锰矿)等都不易保存而消失,而变成较为致密的块状。部分还可产生片理构造。化学变化更为复杂,一般是受了含硅质的地下水的影响产生复硅化。因为风化作用形成的风化壳物质, $\text{SiO}_2$ 被淋失残存很少,深埋地下以后,到了地下水渗流带、潜流带,由于此时地下水中常含有较多的硅质,当其浸入这种含硅很少的风化壳建造时,易发生复硅化作用,使硅质加多。最常见的是硅质与铝凝胶结合产生次生的高岭石(酸性条件)或水云母(碱性条件)。铁的变化更复杂,常可由含水的三价铁矿物,受了温度、压力变化的影响,除了脱水之外可还原成二价铁矿物,如磁铁矿、磁赤铁矿等。含水的高价锰矿物也有脱水、还原成低价锰矿物的化学变化。

第四阶段,原始古风化壳建造随地壳抬升到地壳浅部(潜流带、渗流带)或地表,发生表生富集现象。常随原始古风化壳建造化学性质不同而产生不同的表生富集现象。

## 5 结论

风化壳建造与古风化壳建造都是由风化作用形成的,它们有相同的形成机制;有大同小异的风化物、风化结构构造及产出特征。它与一般沉积建造不同,是一种独特的建造,值得讨论。

### 主要参考文献

廖士范、梁同荣等,1991,中国铝土矿地质学,贵州科技出版社。

廖士范,1988,贵州早石炭世古风化壳相铝土矿地层时代及其与邻省对比问题,贵州地质,第4期,pp.342—

- 廖士范, 1992, 论风化壳相、古风化壳相矿床, 岩相古地理, 第 1 期, 四川科学技术出版社。
- 廖士范、梁同荣、张月恒, 1989, 论我国铝土矿床类型及其红土风化壳形成机制问题。沉积学报, 第 7 卷, 第 1 期。
- 廖士范, 1989, 黔、川、湘、鄂早石炭世古风化壳铝土矿床古地理与成矿条件的研究, 地质学报, 第 63 卷, 第 2 期, pp. 148—158。
- 廖士范, 1991, 我国古生代铝土矿石结构构造成因命名及矿床命名问题, 贵州地质, 第 8 期, pp. 109—118。
- 廖士范、魏梁鸿、刘成德、张学寿、冉崇英、史清琴, 中国泥盆纪鲕铁石沉积环境、成因, 沉积学报, 第 11 卷, 第 1 期, pp. 93—102。
- 成都地质学院沉积地质矿产研究所, 1991, 古岩溶与油气储层, 成都科技大学出版社。
- 李庆达, 1983, 中国红壤, 科学出版社。
- 周姚秀等, 1986, 四川二叠纪峨眉山玄武岩的古地磁性研究。地质论评, 第 32 卷, 第 5 期, pp. 465—469。
- Г·М·布什斯基, 1984, 铝土矿地质学, 王恩孚等译, 地质出版社。
- 许冀泉等, 1983, 华南热带和亚热带土壤中的矿物。中国红壤, pp. 41—72, 科学出版社。
- 廖士范, 1982, 碳酸盐岩成岩(矿)作用阶段划分、稳定同位素特征及表生阶段改造机理的讨论。沉积学报, 第 1 卷, 第 2 期, pp. 290—300。
- 曹荣龙等, 1980, 成岩与成矿实验, 地质出版社。

## DISCUSSIONS ON THE WEATHERING CRUST FORMATION, PALAEOWEATHERING CRUST FORMATION AND THEIR GENERATION MECHANISM

Liao Shifan

(Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources)

### ABSTRACT

The weathering crust materials resulted from modern processes are migrated and emplaced to form the weathering crust formations, whereas the palaeoweathering crust materials resulted from ancient weathering processes before the Quaternary were migrated and emplaced to form the palaeoweathering crust formations. These distinct formations generally differ from the marine and continental sediments but also have nothing to do with plate tectonics; nevertheless, as a kind of distinctive formations, they are well worth discussing in view of their similarity in generation mechanism, weathered mineral, texture and structure, migration and emplacement mechanism as well as the heterogeneity in grain size and random arrangement of grains.

**Key words :** weathering crust materials, palaeoweathering crust materials, loss by dissolution