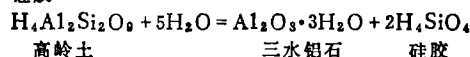


型的风化壳剖面，得到了深刻的印象（图1）。各地的铝土矿矿床，尽管在风化壳剖面中包括含铝土矿层在内的层的厚度、铝土矿颗粒的形状和大小、主要矿石矿物的种类及其含量，原岩及其残留矿物、杂质、微量成分等方面会有所差别，但其总的模式却与波纳佩岛的情形相类同。

$$2\text{KAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7 + 2\text{H}^+ + 9\text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7 + 2\text{K}^+ + 4\text{H}_4\text{SiO}_4$$

钾长石 高岭土
硅胶



从矿物的溶解度来看(常温、常压下),无论是长石、高岭土、三水铝石、石英都溶

国 别	产量(万吨)	国 别	产量(万吨)
澳大利亚	1781.7	希 腊	260.0
牙 买 加	1360.0	匈 牙 利	260.0
苏 里 南	810.0	南斯拉夫	216.7
苏 联**	430.0	美 国	190.9
圭 亚 那	320.1	小 计:	6247.6
法 国	313.3	其 他	821.8
几 内 亚	305.0	世界总计	7069.4

一 红土剖面

— 85 —

表 2

[illegible]

纵线表示生成时代, 每个纵线范围表示进行风化的时间, 即线的长度是风化所需要的最长时间, 而实际上多比这个时间为短。J—勃姆石; Cld—硬绿泥石; D—硬水铝石; Cdm—刚玉; B—勃姆石; Cld—硬绿泥石; D—硬水铝石;

例: B) 萤石可受侵入岩不同时代影响, 如 K、Sr 或者 Rb 出区, 或者是 Cd 出现。* 在日本大部分是源于红土的变质岩, 表中所示的是红土的生成时代及其变质矿物。

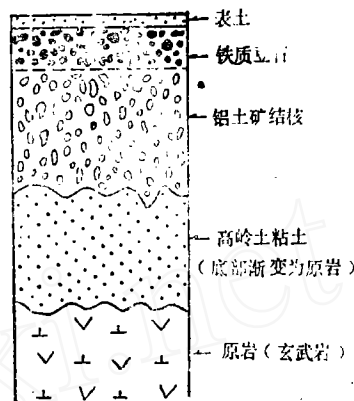
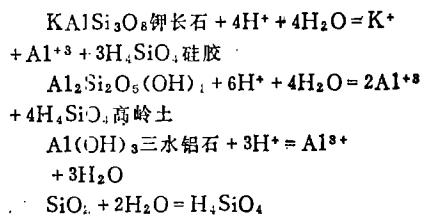


图1 在加罗林群岛波纳佩岛铝土矿床
所见到的红土剖面
(到矿层底部深约1~2米)

解于水，但其临界条件却受各种场合向下渗透的雨水中硅胶和铝离子的浓度（在一定的 pH 值之下）所支配。可是其浓度又随着渗透水的下降而逐渐变化，所以与之相适应的风化壳剖面从上而下的沉淀了三水铝石、高岭土、石英（与高岭土一同）（Tsuzuki, 1976年）。以反应式来表示其溶解过程如下：



总之，红土剖面上垂直分带的形成顺序都是一样的。即在连续不断地接受雨水的供给，且溶解淋失作用进行很快的地表浅处，二氧化硅的浓度低生成三水铝矿；在二氧化硅溶胶集聚的下部生成高岭石；再往底部，溶液中的碱浓度也有所增高，故生成伊利石和蒙脱石（Garrels, Christ, 1965年）；在最底部，由于渗透雨水（地下水）的活动变得缓慢，严重地阻碍新的雨水的供给，溶质成分逐渐浓缩在

地下水里，与基岩（原岩）之间大体上形成了化学平衡。夏威夷岛的实例（帕特森，1971年）最能说明正在风化壳红土层中向下渗透的地下水和已经渗透到基岩中的地下水之间，在成分上有明显的不同。当然，随地下水的渗透， H^+ 离子的浓度也如同前述反应式中表明那样依次变化着。通常是向下渗透地下水的 pH 值，在红土剖面高岭土层之下向底部增大（坂本，1960年）。氧化铁和氢氧化铁之所以富集在近地表处也与此有关。

2. 红土剖面的厚度和深度 红土剖面的厚度及其从地表到下限的深度，决定于由风化引起的体积变化以及基岩（原岩）与地下水大致达到化学平衡而不再进行风化的深度（近于最低地下潜水面）。当然，不用说因风化作用，组成岩石的矿物被分解，代之以新的矿物沉淀下来，就是在岩石被分解，使原生矿物转变成风化矿物时，也因为许多成分被淋失，尽管水分子以结合水（结晶水）状态固定在风化矿物中，从整体来说风化壳的体积一般要比起原岩的体积缩小。尤其对红色石灰土型红土来说，只有特别厚的石灰岩的风化，才能成为具有可采厚度那样的铝土矿层。若原岩是一般火成岩或沉积岩时，体积的缩小可能不会那么显著。因此，普通岩石在多雨的热带—亚热带，雨期和干旱期之间的雨量相差悬殊，在干旱期间地下水面深的地区，经风化时，其风化壳的厚度应该

是最大的。

在红土剖面的铝土矿层中，三水铝石或勃姆石多呈球状豆石或不规则的结核而产出。这说明通常认为在风化作用过程中，最

难淋失且难以活动的 Al ，一旦遇到红土化作用时，也能有所转移。

综合以上情况，将红土剖面发展的顺序用模式图来表示，如图 2。

另外，作为一个例子，把夏威夷岛地下水的成分列如表 3。

3. 实例和再硅化作用 韦帕地区铝土矿床，位于澳大利亚约克角半岛。该区以第三纪浅海砂质沉积层为原岩，形成 7~8 米厚的红土层。铝土矿层位于这个剖面的上部约 5~8 米厚的部位，主要是由三水铝石组成，此外还伴有勃姆石的豆石或结核（图 3）。根据图 3，在铝土矿层下部的高岭土粘土层中，高岭石和石英的含量及粒度组成的变化，呈现出明显的双层剖面特点。其原因虽尚不明，但笔者认为可能是第三纪砂岩原岩层理的残迹，或者就是高岭土质砂岩层本身的。不用说这个砂岩中，就是上部的铝土矿层中也含有石英粒，它的溶蚀已在高岭土层开始，而在铝土矿床中为三水铝石所交代。

宾坦铝土矿床，是分布在马来亚半岛南

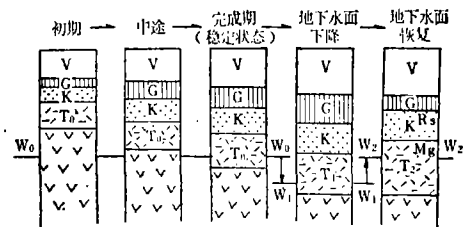


图2 铝土矿床红土剖面的发育顺序图

V—成空部分（原为原岩占据的部分，这个厚度对石灰岩未溶大，对玄武岩则小），G—铝土矿，K—高岭土粘土， T_1, T_2, T_3 —粘变带，最底部为原岩； W_0 —最低地下水面； W_1 —下降了的最低地下水面； W_2 —恢复了的最低地下水面； R_s —由于再硅化作用而高岭土化的铝土矿部分，Mg—受铁、碱等的渗入，高岭土类变成蒙脱石、绿帘石、伊利石等的部分。

夏威夷岛火山岩和腐泥土（一种风化产物）中及雨水的化学组成*

表 3

ppm	SiO ₂	Al	Fe	Mn	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻¹	SO ₄ ⁻²	Cl ⁻	硬 度 (CaCO ₃)	电阻率 ($\mu\Omega$) 25°C	pH
雨 水	0.1	0.00	0.00	0.03	0.6	0.3	0.8	0.0	8	1.3	2.0	2.6	18	5.7
	0.2	0.00	0.00	0.01	0.7	0.4	5.3	0.3	1	4.1	8.8	3.6	43	4.9
腐 植 泥 (表土中)	2.9	0.11	0.00	0.26	0.08	1.9	11.0	0.6	1	2.7	19.0	10.0	90	4.6
	4.1	0.01	0.00	0.07	1.0	1.2	6.9	0.3	3	2.3	12.0	7.4	56	5.6
	2.6	0.03	0.06	0.54	1.0	2.3	8.6	0.6	6	6.5	16.0	12.0	78	5.3
新 鲜 的 玄武岩中	32.0	0.03	0.00	0.00	13.0	14.0	30.0	1.3	96	37.0	30.0	92.0	321	7.8
	42.0	0.06	0.00	0.00	13.0	11.0	21.0	0.8	78	5.2	34.0	77.0	265	7.6

* 摘引自 S.H. Pettersson, 1971 年。

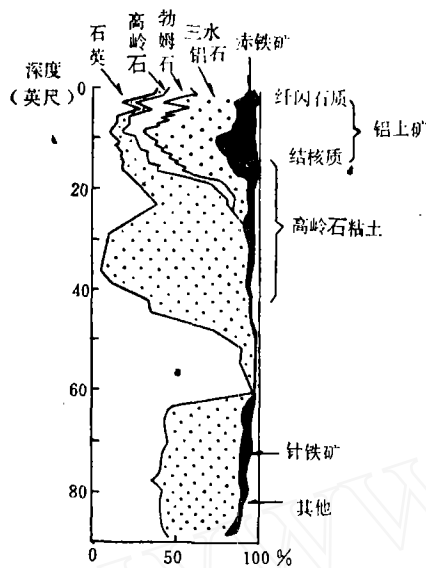


图3 澳大利亚韦帕铝土矿床红土剖面
不同深度上矿物成分的变化
(据Jepsen、Schellmann, 1974)

部广大地区的许多矿床之一(早川, 1957年)。该矿床以三迭纪页岩、花岗岩类为原岩。对其粒度成分和矿物组成随深度而变化的问题, 间岛(1973年)进行过研究, 早川认为, 马来亚半岛南部地区的铝土矿, 很多场合是上部有富氧化铁的红土层, 再上则被表土所覆盖, 三者之间呈微弱地不整合接触。

阿肯色铝土矿床, 是美国重要的国内资源。它以白垩纪霞石正长岩为原岩, McKenzie (1958年) 发表过较完善的研究成果, 并且它的内容后来在许多地方被引用。这里有原生铝土矿和再沉积铝土矿层, 就是原生的也为始新世地层所覆盖。如图3所示完成了标准的红土剖面, 尤为有趣的是铝土矿层的上半部是由豆石及不规则细脉状物所组成, 与之相反, 下半部却没有豆石, 而是由具粗糙感的所谓“花岗岩结构”物所构成。不管是何者, 其组成矿物都是以三水铝石为主, 表明在成矿过程中, 上半部的铝成分也引起了相当的转移。用显微镜观察, 豆石的裂缝很发育, 其中有的由高岭石矿物充填, 或者被豆石所交代。这显示二氧化硅被淋失而生成三水铝石, 随该处条件的变化, 再度受到二氧化硅的供给而产生高岭土化的所谓“再硅化作用”现象。

通常这种现象是由于渗透地下水移动速度的变化, 以及地下水面的升降等, 随着气候的变化引起地下水中二氧化硅溶解量的增加而发生的。就亚马逊河流域的红土而言, 也有与此类似的现象(坂本, 1960年)。

4. 风化速度 风化速度一般只能根据地质、地形、地壳变动、气候等条件的不同, 就各自的具体情况予以推测。对时间的推断, 别说铝土矿之上没有盖层, 就是有盖层时, 也不过藉以推知生成矿床所要年数的最大值而已。比如印度的德干铝土矿, 因为原岩是白垩纪玄武岩, 为中新世地层所覆盖(间岛, 1967年), 故其年数不会超过5000万年。美国阿肯色铝土矿床, 其原岩为白垩纪正长岩, 上覆以始新世地层(Mckenzie, 1958年), 故成矿所需的时间不会超过1500万年。

另一方面, 有人做过用风化时成分的淋滤速度来推算生成红土所需年数的尝试。即以现代河水的化学成分和雨量来推算风化当时单位体积、单位时间内的淋滤量。虽然计算的程序有些不同, 但所提出来的韦帕铝土矿计算值为 57×10^8 年(Yapsen, 1974年), 新喀里多尼亚超基性岩风化带厚度增加的速度, 在台地上为2.9Cm/1000年(Trescases, 1976年)。用这样数字来表示的各地平均速度实是各种各样的, 并遗留有风化作用进行最强烈时的雨量和河水成分, 不能用数字来表示的问题。也如前述, 在相当长时间的风化情形下, 其间气候的变化, 即使有如“再硅化作用”等的形迹保留在矿床中, 也不易据此推算风化速度的变化。

还可举一个不是有关红土化作用方面的例子。即将已知时代的几段阶地砾石的风化程度数值化, 以表示花岗岩砾石的风化速度(木宫, 1975年)。据报道, 对比爱知县三河、富草地区早上新世以后阶地砾岩层中的花岗岩砾石与现代河床中新鲜花岗岩砾石的张力强度指数结果表明, 这些指数与各阶地年代之间有明显的相关关系。根据那个结果, 花岗岩砾石经高岭土化作用达到“嘎吱嘎吱”的硬度时(张力强度指数——1.47)却需要600年以上。如该论文指出的, 在此期间, 经历了从温暖湿润到冰期冷温的气候

变化过程，风化体现了其综合作用的结果。

二 沉积相红土质粘土层及高岭土粘土层

1. 高岭土质粘土层与红土的相伴关系

当陆地上进行红土化作用时，在其相邻的内陆盆地或者浅海湾内也有大量的腐植土流入，处于较酸性的条件下，含有稍多量陆地淋滤来的 SiO_2 的水体，在其所停滞的水底，遇到稳定的化学环境，便发生沉淀而形成高岭土粘土层，这是很自然的现象。高岭土当中有多少是从陆地搬运来的，多少是在沉积盆地中生成的，这是因地制宜，但在多数情况下以前者为主。

发育于北美密苏里州的石炭纪耐火粘土层，在近于该地区的中部，有富硬水铝石的铝质粘土层（ Al_2O_3 约76%），围绕它的边缘，有高岭土质粘土层（ Al_2O_3 约35~38%）分布（keller, 1957年）。后面要讲到的中国北部铝土页岩地层中，有铝土质的和较富于高岭土的两种，它们往往呈岩相变化的形式表现出来。Peyronnet（1974）注意到法国南部铝土矿与高岭土质粘土层之间的关系。在波兰诺瓦胡塔煤田的石炭纪地层中，可见到在较短的时期内铝土矿与高岭土质粘土呈反复交替生成的好例子（Gorzynski, 1968年）。此处以辉长岩为基底，其上发育的风化沉积层中，夹有含菱铁矿的铝土矿层和富含铁质的粘土层。在日本的上古生代地层中，也可找到这两者在时间和空间分布上相伴出现的例子，不过规模甚小。

2. 红土质沉积层 在造陆运动或缓慢升降的间隙里发生红土化作用时,生成像在中国北部见到的覆盖在假整合面上的高铝质沉积层。在广大区域内所形成的红土物质,是由于浅水海进作用,反复进行再侵蚀→沉积→风化而在广阔的范围内沉积的结果。伊朗中部三迭纪红土质铝土矿层发育甚广,含铁高(Fe_2O_3 , 18~29%),含铝低(Al_2O_3 , 43~55%),目前尚不具开采价值,可是它明显地呈现出形成高铝质沉积层的一个过程。沿着假整合面,覆盖在红土化三迭纪白云岩层之上的厚约10米的铝土矿层,不仅由含硬

水铝石和赤铁矿的小豆石所组成，而且还伴生大量再侵蚀的豆石碎片及以此碎片为核心的豆石结核。这表明在广大范围内，风化作用和沉积作用是频繁反复进行的。如在柱状图（图4）上所见，地层的颜色，从红色的红土层向上部，反复呈现红、绿、灰色，从整体上说趋于渐变为灰色。即它显示出随着水侵的进行，沉积环境逐渐由氧化状态转变为还原状态。

3. 与石灰岩的相伴关系 法国南部、意大利、南斯拉夫等的红土质铝土矿，当然以是石灰岩层为基底的，这里特别要提及的是不管红土层还是铝土矿层，几乎都与同层位的或上部层位的某种石灰岩层有关。因为当遭受红土化作用时， CaCO_3 是最容易被淋滤的成分，所以一般认为形成石灰岩和铝土矿

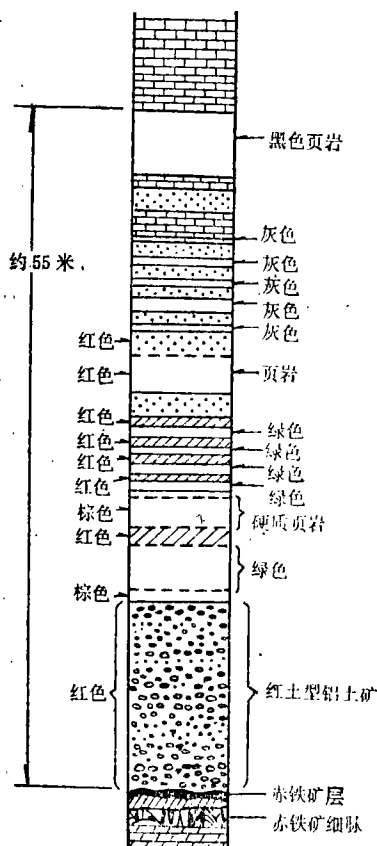


图4 发育在伊朗中部克曼地区三迭纪红土质铝土矿矿床柱状图

(包括铝土矿层在内的)地层颜色,由下而上从红向红绿反复几次,最终变为灰色。这是随沉积环境的变化——氧化状态 $\leftrightarrow$ 还原状态——而产生的)

的薄的互层，或者形成钙质铝土矿层，都似乎是不可能的。

可是，据报道（早川，1957年），在马来亚半岛南部，发现呈假整合覆盖于铝土矿层之上的红土层或同一层位的红土质粘土层中含有“珊瑚”。这是含有来自极其近处的钙质碎屑物的红土质沉积物的形成实例。挪威特隆赫姆费登（Trondhe-imfioden）西岸的红色砾石，根据Ofstedahl（1972年）的研究，认为是属于中侏罗纪的产物，主要由高岭土、菱铁矿、方解石组成，被少量的赤铁矿所染色。还认为西印度 Saurashtra 半岛的铝土矿有再沉积结构，其基质是方解石（间岛，1976年）。这样的事实说明，在热带—亚热带多雨地区，陆地上进行红土化作用，陆地边缘浅而平静的海底进行钙质砂或者钙质泥的沉积，而在两者的中间地带，则红土物质和钙质物交替沉积或者混入进去。

三 红土质石化土壤或红土质粘土层的变质作用

1. 金刚砂矿床、硬绿泥石岩及十字石岩 土耳其的西部地区以产金刚砂而著名。矿石系刚玉、磁铁矿及铁铝尖晶石的致密集合体。从其赋存状态和化学成分来看，它是

以上古生代红土或红土质铝土矿作为原岩，后来受热变质作用而生成的。同一种原岩经受区域变质作用的地区内，根据变质程度的不同，分别形成了富含硬绿泥石的岩石或者富含十字石的岩石。在土耳其的西部地区，不仅是金刚砂矿床，而且在几个地区之内也密布着上述的变质岩，表明在它们之间有密切的关系。其特征都是富含铁和铝。值得重视的是比它们来说相对贫铁、稍富于二氧化硅的高岭土粘土岩作为原岩，它的变质岩——蓝晶石片岩也分布在同一地区之内。其所以要重视此种现象，是因为正象前节所述那样，红土和高岭土之间有意义的相伴关系在世界各地经常出现。

2. 日本的金刚砂矿、硬绿泥石岩及十字石岩 作者（1972年）首次弄清了九州新木浦矿山的金刚砂矿床，系由老地层中的红土质石化土壤或红土质沉积层经热力变质而成（岩生，1973）。其后还提醒过北上山地各地发育的硬绿泥石片岩或红柱石岩，也是由红土或高岭土质层状红土变质而来。

摘译自日本《地质学杂志》，1977，

86， 4

作者：岩生周一

译者：林正欣

校者：朴春燮、林总植



地层的沉积速度

在不同的地质时代里，地层的沉积速度是不相同的，其总的趋势是时代越老沉积速度越慢（Zeuner，F.E.，1952）。各时代的地层沉积速度列如下表。

时代	沉积30厘米厚地层所需时间（年）
上新世	611
中新世	667
渐新世	800
始新世	870
白垩纪	1078
侏罗纪	1136
三迭纪	1200

二迭纪	1167（原文如此一译者）
石炭纪	1300
泥盆纪	1569
志留纪	1850
奥陶纪	2000
寒武纪	2000

井尻正二指出（1979），确定不整合时，必须考虑到（1）野外的不整合现象；（2）沉积间断时间的长短；（3）以及这两者所反映的地质事件，而考虑沉积间断时间的长短时，可以参考上表。

朴春燮摘自日本《地球科学》1979年第1期
（Vol. 33, NO.1），p.66~67，井尻正二，
“不整合の概念的理解”一文