中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 12 期: 2652 ~ 2664
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

# 碎屑岩风化壳结构及油气地质意义

邹才能*, 侯连华, 杨帆, 杨春, 陶士振, 袁选俊, 朱如凯

中国石油勘探开发研究院, 北京 100083
* E-mail: zcn@petrochina.com.cn

收稿日期: 2013-12-28; 接受日期: 2014-04-17; 网络版发表日期: 2014-11-14
国家科技重大专项项目(编号: 2011ZX05001-003)资助

**摘要** 由于不同矿物风化剥蚀程度的不均一性和元素淋失的迁移难易程度, 碎屑岩风化壳可以分为风化粘土岩和风化淋滤带. 对准噶尔盆地碎屑岩不整合露头解剖和腹部地区岩芯测量, 认为碎屑岩风化壳在干旱气候条件下形成褐红色富铁的风化粘土岩, 潮湿环境下形成淡蓝色富铝的铝土矿. 通过地化分析, 建立了以Fe和Al为主要判别标准的碎屑岩风化指数, 准确地识别出了风化粘土岩、砂质风化淋滤带和泥质风化淋滤带. 风化粘土岩与正常泥岩一样具有较大的突破压力, 可以有效的封堵油气, 下覆的风化淋滤带孔隙度有较大改善, 但渗透率与粘土矿物含量呈反比, 粘土含量越高, 渗透性越差. 风化壳的存在, 为油气成藏提供了有效的顶底板遮挡条件, 改善了储层物性, 大大地拓宽了碎屑岩勘探深度下限, 对碎屑岩地层油气藏和深层油气勘探具有重要的理论价值和科学意义.

**关键词**
风化壳结构
风化指数
准噶尔盆地
储层物性
油气勘探

作为分隔上、下地层的间断面, 不整合和风化壳已经广泛应用在盆地分析、地层对比、金矿和铀矿等固体矿产, 以及油气勘探等领域(Raffensperger 和 Garven, 1995; Jefferson 等, 2007; 何登发, 2007). 自从20世纪30年代A.I. Levonsen发现了与不整合有关的油气藏以来, 目前世界已发现油气的20%~30%与不整合有关(Fritz 等, 1993; 陈新军等, 2007; 吴孔友等, 2009). 不整合之所以能够输导油气或作为封盖层, 主要取决于风化壳结构, 即不整合面上下的岩层组合.

对风化壳最为关注的是土壤学家、岩土工程学家和石油地质学家. 土壤学家和岩土工程学家研究较多的是碳酸盐岩、火山岩风化壳露头(张克银等, 1996; 张年富等, 2003), 主要针对风化产物的地化特征、矿物学特征以及风化程度等方面对不同岩性的风化壳开展研究(李德文等, 2002; 朱立军和李景阳, 2001). 石油地质学家们的侧重点在古风化壳的物性变化以及风化壳对成藏的控制作用等方面, 多数人将不整合等同于风化壳, 他们认为风化作用显著改善了储层物性, 并从风化产物的孔渗性、微裂隙发育程度等方面对碳酸盐岩、火山岩、变质岩的风化壳结构进行了划分(何发岐, 2002; 吕修祥等, 2008; 刘汉之, 2010; 邹才能等, 2011a, 2011b; 侯连华等, 2012); 对于本身就是储层的碎屑岩风化壳, 鲜有系统的结构研究, 一般仅从岩性、地层的接触关系来区分(吴孔友等, 2003).

在风化过程中, 不同元素的迁移能力相差悬殊, 如Cl和S的迁移速率是Ca, Na, Mg和K的20倍, 是Fe, Al和Ti的2000倍(陆景岗, 2006). 前人通过元素

中文引用格式: 邹才能, 侯连华, 杨帆, 等. 2014. 碎屑岩风化壳结构及油气地质意义. 中国科学: 地球科学, 44: 2652–2664
英文引用格式: Zou C N, Hou L H, Yang F, et al. 2014. Structure of weathered clastic crust and its petroleum potential. Science China: Earth Sciences, 57: 3015–3026, doi: 10.1007/s11430-014-4983-4

的变化建立了多种风化指数(Parker, 1970; Roaldset, 1972, Nesbitt 和 Young, 1982; Harnois, 1988; Jayawardena 和 Izawa, 1994; Fedo 等, 1995; 马英军和刘丛强, 2001), 如帕克风化指数(WIP)、威格特残余指数(V)、化学蚀变指数(CIA)、化学风化指数(CIW)和斜长石蚀变指数(PIA)等, 这些风化指数在碳酸盐岩、火山岩和变质岩等风化壳露头的研究中得到较好的应用, 但对于组分稳定、酸不溶物含量较多的碎屑岩来说, 其风化壳研究甚少. 本文以准噶尔盆地碎屑岩不整合为研究对象, 通过准噶尔盆地露头和岩芯精细描述, 深化了碎屑岩风化壳结构, 提出新的碎屑岩风化指数模型, 揭示了碎屑岩风化壳控藏机理, 完善了地层油气藏勘探理论.

## 1　区域地质背景

准噶尔盆地位于新疆北部, 面积 $13.6\times10^4$ km$^2$, 是我国陆上第二大含油气盆地. 自晚古生代以来, 受西伯利亚、哈萨克斯坦和塔里木三大板块的挤压、碰撞, 准噶尔盆地经历了海西期、印支期、燕山期和喜马拉雅期等多个构造旋回, 是一个晚古生代和中、新生代的复合叠加盆地, 在垂向上形成了 13 个区域性的大型不整合和多个次级不整合. 从石炭纪盆地形成后, 准噶尔盆地上覆盖层基本以碎屑岩沉积建造为主(图 1). 其地层发育、分布不均, 地层在南缘发育相对完整, 从石炭系到第四系均有发育; 西北缘、腹部等区域在二叠系、三叠系、侏罗系和古近系等地层中都有缺失, 尤其是在侏罗纪末期, 从准噶尔西北缘车排子凸起向东至莫索湾、三个泉凸起和滴北凸起等(车莫古隆起)大面积隆起, 并遭受大规模剥蚀, 在古凸起之上缺失上侏罗统地层. 从三工河组($J_1s$)到头屯河组($J_2t$)其剥蚀量和剥蚀区逐渐扩大, 到齐古组($J_3q$)、喀拉扎组($J_3k$)时期达到最大(侯连华等, 2009), 最大范围可达 $4\times10^4$ km$^2$. 头屯河组、齐古组在盆地内部为整合、假整合分布, 但在盆地高部位和盆缘部位与上、下地层之间为比较明显的角度不整合接触. 多期发育的不整合为准噶尔盆地油气成藏提供了非常好的油气运移通道和聚集场所, 准噶尔盆地发现的油气藏绝大多数都与不整合、地层超覆/削截尖灭线有密切关系(图 1).

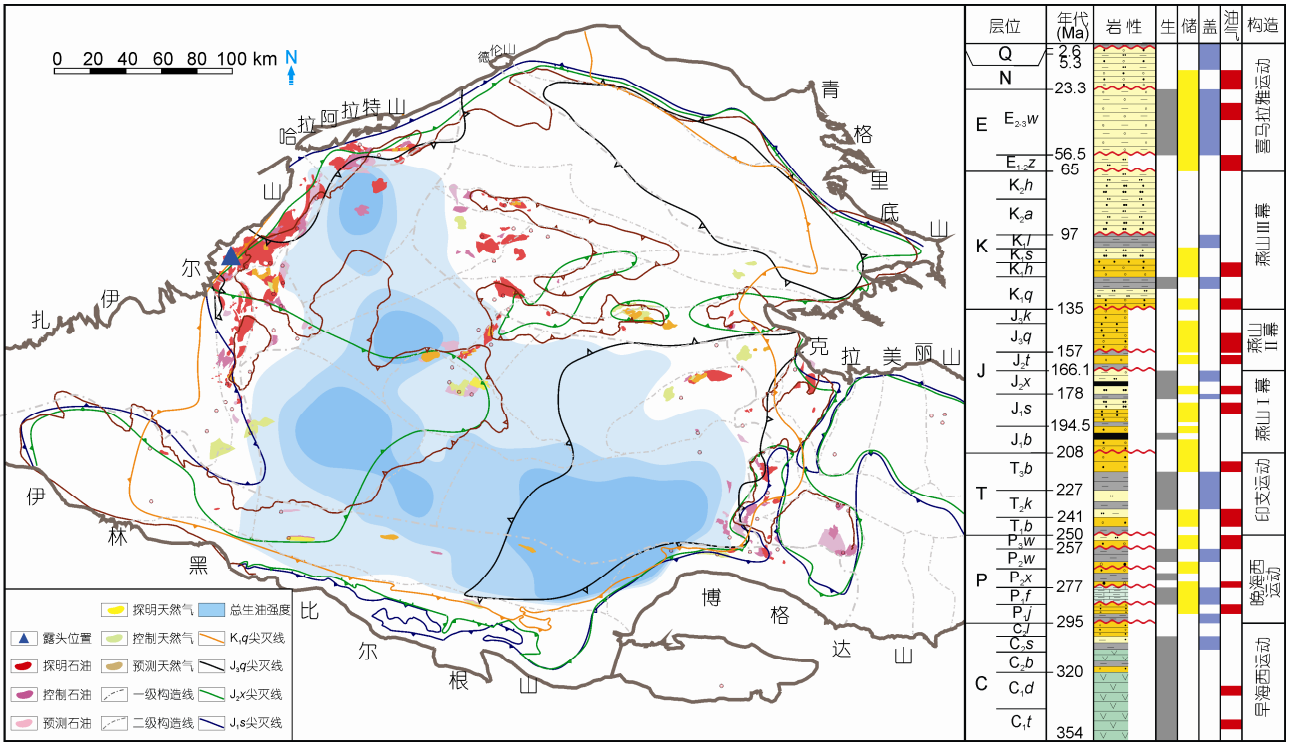



**图 1　准噶尔盆地不整合与地层综合柱状图**

## 2 碎屑岩风化壳结构特征

### 2.1 风化壳结构内涵

风化壳是地壳表层岩石风化的结果, 除一部分溶解物质流失以外, 其碎屑残余物质和新生成的化学残余物质大都残留在原来岩石的表层. 这个由风化残余物质组成的地表岩石的表层部分, 或者说已风化了的地表岩石的表层部分即为风化壳(冯增昭, 1994; 黄镇国等, 1996). 它包括地表风化壳和埋藏风化壳(古风化壳)(波雷诺夫, 1959).

地表风化壳是覆盖在岩石表面的松散风化产物, 由残积物和土壤构成, 概括来说包括残积物、淋溶层(A)、淀积层(B)、母质层(C)、基岩(D)(潘根兴, 2000; Butt 等, 2000; Moshood 等, 2006). 古风化壳是地表风化壳经过埋藏后形成的, 其密实度好. 由于压实和成岩等作用, 完整的古风化壳一般可笼统地分为风化粘土岩和风化淋滤带, 其中风化粘土岩相当于地表风化壳的 A+B 层, 半风化岩石相当于 C 层. 不同的岩性和矿物组成, 其风化壳的厚度、风化淋滤机制等存在较大差异, 一般认为, 按不同岩石的风化速度大小, 碳酸盐岩>玄武岩>花岗岩>碎屑岩. 碳酸盐岩风化壳一般分为残积层、垂直渗流带、水平潜流带和深部缓流带(何发岐, 2002; 吕修祥等, 2008); 火山岩风化壳多分为土壤层、水解带、溶蚀带和崩解带(邹才能等, 2011a, 2011b; 侯连华等, 2012); 变质岩风化壳可分为破碎带、裂缝带和致密带(刘汉之, 2010). 由于碎屑岩是碳酸盐岩、火山岩和变质岩等经过风化淋滤后再次沉积形成的产物, 易风化和淋失的物质多已淋蚀殆尽, 残留的都是较难淋溶的矿物, 所以碎屑岩风化壳过去一直研究较少. 但与其他岩性不同的是, 在油气勘探中, 仅有碎屑岩既能和碳酸盐岩、火山岩和变质岩一样在不整合面之下形成风化型地层油气藏, 还能在不整合面之上形成超覆型地层油气藏, 因此很多学者从油气藏成藏的角度将碎屑岩不整合分为三层结构, 即不整合面之上的残积层(砾岩、水进砂岩等), 以及风化粘土岩和风化淋滤带(曲江秀等, 2003; 王艳忠等, 2006; 宋国奇等, 2008).

### 2.2 碎屑岩风化壳结构露头特征

野外露头可以直观判断地层间的接触关系, 识别不整合面, 以及不整合面之下的风化粘土岩和风化淋滤带. 通过野外踏勘, 在准噶尔盆地西北缘克拉玛依市东侧的不整合沟中发现典型的碎屑岩角度不整合露头(45°36′36.5″N, 84°55′08.9″E)(图 1). 根据克拉玛依地质图(1∶100000), 以及准噶尔盆地图孜阿克内沟侏罗系剖面(45°34.0′N, 84°52.3′E)的特征对比, 该露头中存在多期不整合. 中部产状近于水平的褐红色粘土层和下覆倾斜地层之间的角度不整合为齐古组($J_3q$)和西山窑组($J_2x$)之间的不整合, 而褐红色粘土层之上局限分布的一套灰黄色砂砾岩层之间的平行不整合为白垩系的吐谷鲁群($K_1tg$)-侏罗系之间的不整合(图 2).

$J_3q$ 和 $J_2x$ 之间的角度不整合, 以褐红色的粘土层顶面为不整合面的标志. 粘土层色深质硬, 无层理构造, 厚度 1~2 m, 与上覆地层平行, 与下伏地层角度相交; 下伏地层产状 185°∠28°, 岩性上以灰色高岭土、黄色泥岩、紫红色砂岩、灰白色砂岩和砾岩的互层状产出; 受风化淋滤作用的影响, 砂岩疏松易碎; 褐红色的粘土层横向稳定分布, 厚度变化不大, 在地势低洼部位厚度有增大的特征. 与之不同的是, 白垩系-侏罗系之间的不整合面以厚层砂砾岩底部的淡蓝色铝土矿为典型分界标志, 与褐红色的不整合近乎平行; 铝土矿质软易碎, 呈片状、团块状, 厚度 5~15 cm, 分布较为局限, 仅在局部风化不严重的区域有残留. 其下覆紧临的灰白色泥岩、高岭土, 显然也受到强烈的风化淋滤作用, 在泥岩和高岭土中, 能看到未被完全风化的砾石轮廓. 风化淋滤带厚度较大, 可达 20 m 以上, 主要由砂质风化淋滤带、泥质风化淋滤带等组成. 整体上保留有原始的沉积构造, 与正常沉积岩无异, 但常见网状风化裂缝, 以及裂缝中后期残留充填的方解石、石膏等, 这一点也是与风化粘土岩之间的显著区别.

两个不同时期形成的风化壳结构, 代表了两种不同的成因环境. 通常认为, 决定风化壳性质的主要因素是气候条件, 碎屑质风化壳形成于寒冷的环境, 硅铝-硫(碳)酸盐型风化壳产于荒漠带或草原带, 硅铝粘土型风化壳和砖红土型风化壳大多分布在暖湿带和干热带(Strakhov, 1967; Nahon, 1991; Martini 和 Chesworth, 1992; Robinson 和 Williams, 1994). 在准噶尔盆地侏罗纪末期, 特别是头屯河组($J_2t$)发育时期, 气候干旱炎热, 车莫古隆起强烈上隆, 准噶尔盆地西缘乃至整个腹部地区都遭受了大规模的暴露剥蚀, 形成了一套广泛分布的褐红色风化粘土岩, 以富铁贫铝为特征. 而白垩系清水河组沉积时期, 准噶尔盆

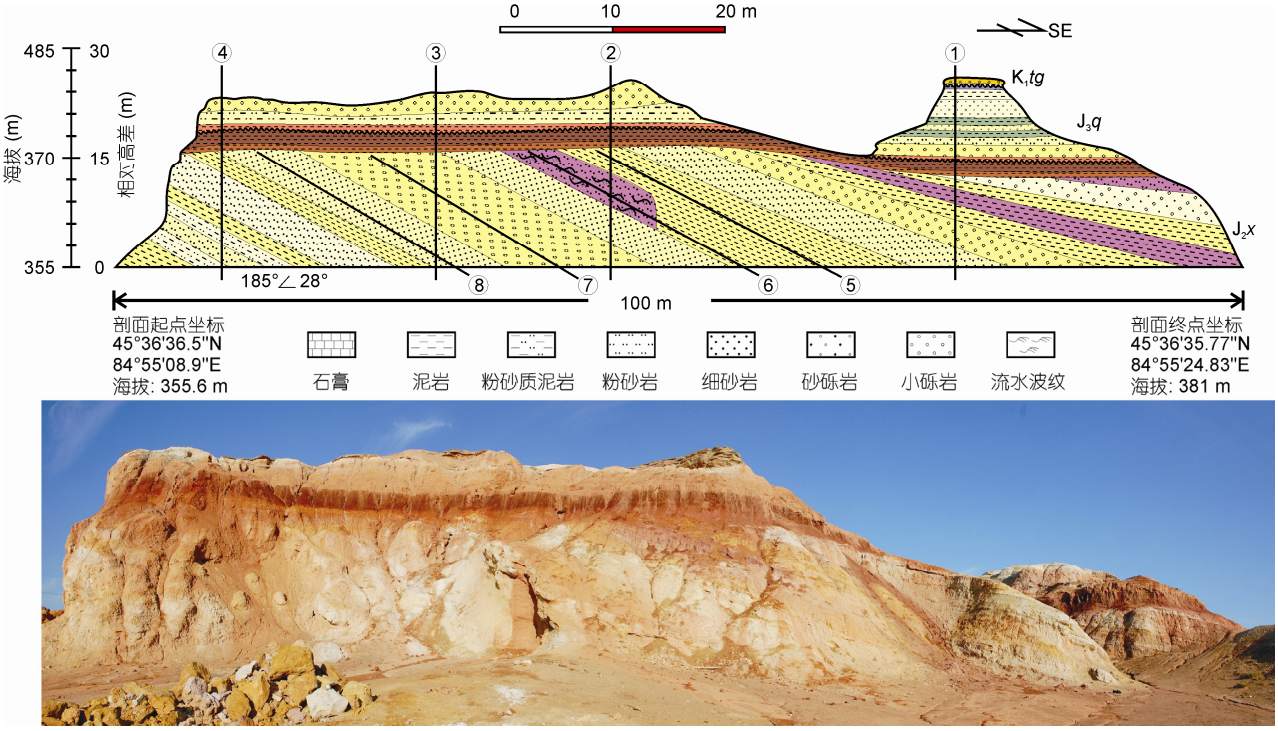



**图 2　准噶尔盆地不整合沟碎屑岩露头剖面图**

地持续下沉, 形成广域湖盆, 雨水充沛, 辫状河发育, 在潮湿气候环境下, 短时期或局部的暴露区形成了富铝的三水铝石(铝土矿 $Al_2O_3\cdot 3H_2O$)(陆景岗, 2006), 以富铝贫铁为标志. 风化壳岩石的元素地球化学特征能证明这一结论, Rb 通常赋存在硅酸盐组分中, 性较稳定, 而 Sr 主要赋存在碳酸盐组分中, 性较活泼, 因此地层中 Rb/Sr 比值的变化可以反映环境. 在潮湿环境下, Sr 的淋失程度大, Rb/Sr 比值高, 而干旱环境下, Rb/Sr 比值较低. 同样, 潮湿环境下, Sr/Ba 比值低, 干旱环境下, Sr/Ba 比值高(陈旸等, 2003; 贾耀锋和毛龙江, 2010; 熊小辉和肖加飞, 2011; 许中杰等, 2012).

另外, 不整合在形成和演化过程中, 由于各种元素的物理化学性质以及生物活动的选择吸收等原因, 使得各元素有不同的迁移序列, 且迁移能力相差悬殊. 根据迁移序列的差异, 风化作用可分为四个阶段: 机械破碎为主的碎屑阶段, 钙淀积或饱和硅铝阶段, 酸性硅铝风化阶段, 富铝化风化阶段(波雷诺夫, 1959). 最终使得形成的不整合以不活动元素 $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$ 等的富集, 相对不活动元素 $SiO_2$ 等的相对富集以及碱、碱土金属元素(CaO, $Na_2O$, $K_2O$ 和 MgO)的流失为特征. 从两类风化壳结构岩石元素的变化趋势可以看出, 对于淡蓝色的铝土矿, $Al_2O_3$ 的含量在风化壳附近有明显增加, $Fe_2O_3$ 的含量则急剧减少; 而褐红色的风化粘土岩变化趋势与之截然相反(图 3).

三水铝石在矿物风化顺序中位于高岭石之后, 一般被认为是强烈风化作用的最后阶段产物, 是岩石风化最后阶段的富铝化的过程中形成的(Aplin 和 Macquaker, 2011). 当岩石中铁元素含量较高时, 会被氧化形成+3 价铁离子, 显现出褐红色(陆景岗, 2006). 因此, 褐红色的粘土层和淡蓝色的铝土矿的稳定存在, 一方面指示不整合的发育; 另一方面也说明, Al 和 Fe 是岩石风化淋滤后最难淋失的两种元素. 因此, 可以用 Al 和 Fe 在岩石中的含量来判识碎屑岩的风化程度.

### 2.3　碎屑岩风化壳结构定量识别

由于风化壳不同结构层在风化程度上存在差异, 使得其矿物学、元素地球化学和风化指数等呈现出规律性的变化特征, 据此就可以比较准确地对碎屑岩风化壳结构进行识别、划分. 原岩物质成分的均匀性是进行风化壳元素地球化学研究和探讨风化壳形成过程的重要前提, 因此, 为确保原岩物质成分的均匀

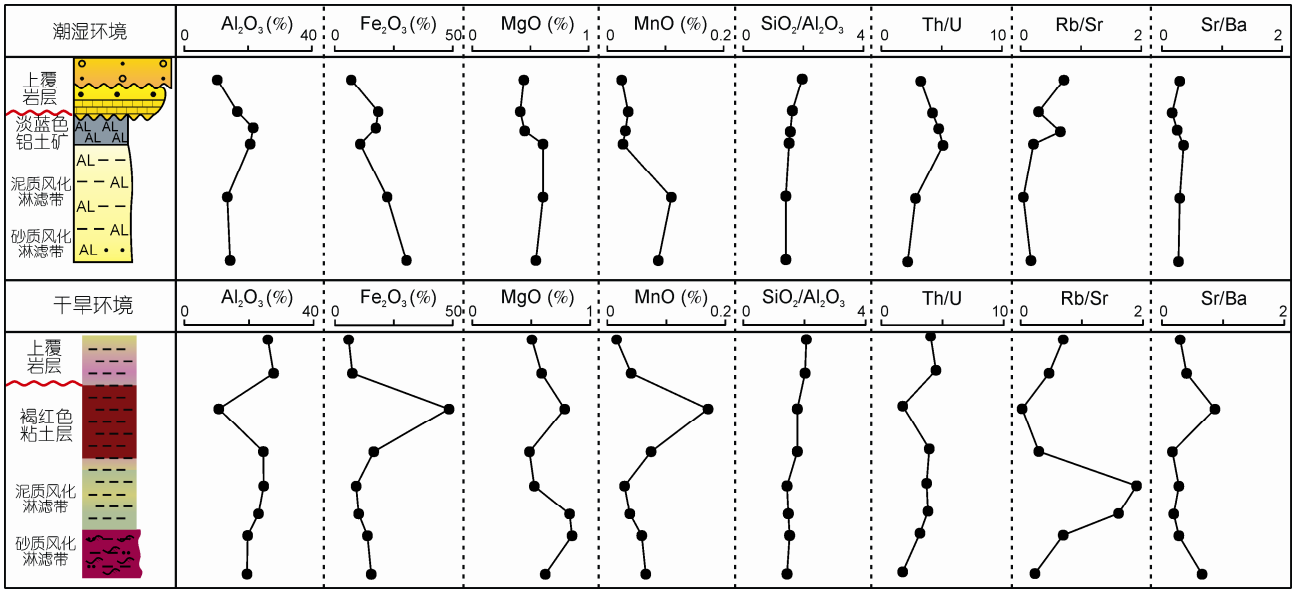



**图 3　两类风化壳结构的岩石地化指标**

性, 分别按顺层、沿层挖掘了 4 横 4 纵各 0.5 m 深的探槽进行密集取样, 取样间隔为 0.5 m. 受露头出露情况和风化程度的限制, 露头之下未风化的新鲜样品未能获得. 通过普通薄片、铸体薄片、全岩分析、粘土矿物分析、常量微量元素、同位素等分析测试, 对准噶尔盆地西北缘中生界碎屑岩风化壳结构进行了系统的研究.

碎屑岩风化壳不同结构层的矿物组成在垂向上具有显著变化规律. 露头垂向点剖面分析结果表明, 靠近不整合面, 石英含量逐渐降低, 而总的粘土含量增加, 在风化最严重的部位, 粘土矿物、石英和赤铁矿的含量可占总量的 95%以上, 其中风化粘土岩中粘土含量高达 50%~85%, 其次为石英和赤铁矿, 含量约 7%~30%, 长石、方解石等风化能力弱的矿物基本不存在. 风化粘土岩之下的风化淋滤带、未风化岩石中粘土矿物、赤铁矿含量逐渐减少, 长石含量增高(图 4).

风化壳的形成是一种脱 Ca 和 Mg 等可溶组分, 富 Si, Al 和 Fe 等粘土组分的过程. 从风化壳岩石的元素含量变化可以看出, 伴随着岩石中 Ca, Na 和 K 等常量组分的不断淋失, $Al_2O_3$ 和 $Fe_2O_3$ 呈现较为明显的富集, 除 $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$ 和 $SiO_2$ 外, 其他常量元素含量的总和基本不超过 5%. 以褐红色风化粘土岩为例, 在 $J_3q$-$J_2x$ 之间的不整合面附近, $Fe_2O_3$ 的含量急剧增

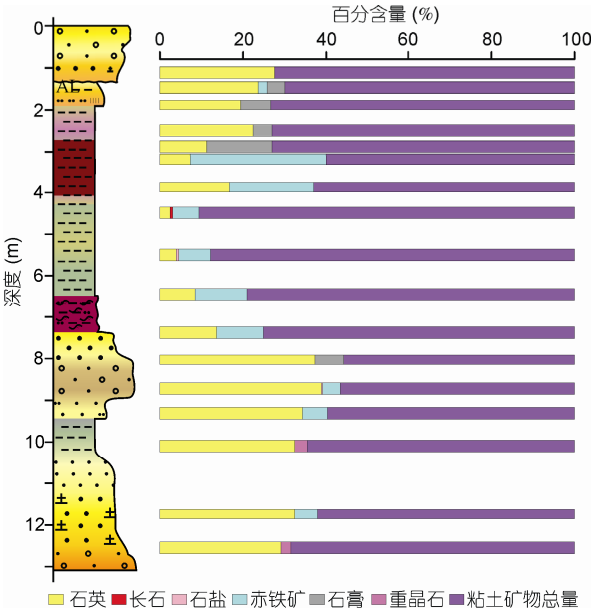



**图 4　露头点剖面 3 全岩分析**

大, 含量接近 50%, 说明岩石暴露地表, 被严重氧化; 受淋滤作用的影响, $SiO_2$ 含量和其他易移失元素都具有不整合附近含量较低, 而远离不整合含量变高的趋势(表 1).

除此之外, 化学风化指数也可以很好的反映岩石的风化程度(Ruxton, 1968; 李秋根等, 2005; 陈涛

**表 1　点剖面 3 常量元素分析** [a)]

| 岩性 | 结构 | 与不整合面的距离(m) | $SiO_2$ (%) | $Al_2O_3$ (%) | $Fe_2O_3$ (%) | MgO (%) | CaO (%) | $Na_2O$ (%) | $K_2O$ (%) | MnO (%) | $TiO_2$ (%) | $P_2O_5$ (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 灰白色砂岩 | 上覆砂岩 | 1.89 | 56.84 | 26.95 | 1.68 | 0.49 | 0.25 | 0.34 | 1.32 | 0.023 | 0.97 | 0.13 |
| 紫红色泥岩 | 上覆泥岩 | 1.70 | 54.1 | 24.94 | 5.67 | 0.66 | 0.17 | 0.37 | 1.24 | 0.023 | 1 | 0.12 |
| 紫红色泥岩 | | 1.26 | 53.42 | 26.12 | 5.86 | 0.51 | 0.15 | 0.29 | 1.2 | 0.016 | 0.98 | 0.084 |
| 紫红色泥岩 | | 0.63 | 51.92 | 25.54 | 7.6 | 0.59 | 0.09 | 0.35 | 1.04 | 0.04 | 0.98 | 0.088 |
| 红褐色泥岩 | 风化粘土岩 | 0 | 24.58 | 13.94 | 49.27 | 0.78 | 0.16 | 0.2 | 0.039 | 0.17 | 1.04 | 0.13 |
| 紫红色泥岩 | | –0.82 | 44.7 | 25.19 | 16.84 | 0.48 | 0.24 | 0.25 | 0.19 | 0.074 | 1.98 | 0.085 |
| 紫红色泥岩 | | –1.45 | 43.57 | 30.6 | 9.38 | 0.53 | 0.1 | 0.31 | 0.74 | 0.029 | 0.88 | 0.1 |
| 杂色泥岩 | 风化淋滤带 | –2.52 | 42.52 | 29.11 | 10.58 | 0.82 | 0.09 | 0.5 | 1.07 | 0.039 | 1.13 | 0.13 |
| 杂色泥岩 | | –3.34 | 41.05 | 27.38 | 14.27 | 0.85 | 0.08 | 0.37 | 0.8 | 0.058 | 1.01 | 0.093 |
| 紫红色泥质粉砂岩 | | –4.22 | 39.65 | 27.42 | 16 | 0.62 | 1.46 | 0.32 | 0.69 | 0.065 | 0.86 | 0.64 |
| 灰色砂岩 | | –4.91 | 46.07 | 27.13 | 10.5 | 0.87 | 0.13 | 0.48 | 1.02 | 0.047 | 1.05 | 0.075 |
| 灰色砂岩 | | –6.29 | 56.97 | 21.75 | 8.47 | 0.6 | 0.07 | 0.3 | 1.02 | 0.06 | 1.1 | 0.1 |
| 黄色泥岩 | | –7.05 | 57.07 | 21.87 | 6.18 | 0.67 | 0.08 | 0.4 | 1.24 | 0.042 | 0.98 | 0.12 |
| 灰白色细砂岩 | | –8.75 | 58.62 | 20 | 9.52 | 0.5 | 0.06 | 0.33 | 1.16 | 0.022 | 1.06 | 0.1 |
| 灰白色细砂岩 | | –9.38 | 56.29 | 20.69 | 9.56 | 0.53 | 0.1 | 0.49 | 0.87 | 0.02 | 1.01 | 0.069 |

a) 采用 GB/T14506.28-93 硅酸盐岩石化学分析方法 X 射线荧光光谱法测定常量元素, 在核工业北京地质研究院完成实验

等, 2009). 目前常用的化学风化指标有帕克风化指数(WIP)、威格特残积指数(V)、化学蚀变指数(CIA)、化学风化指数(CIW)、斜长石蚀变指数(PIA)、硅钛指数和硅铝比(R)等(表 2). 这些指标被广泛应用于碳酸盐岩、花岗岩等地表风化壳的研究(冯志刚等, 2009), 在黄土、红粘土等土壤中也有比较好的效果(熊尚发等, 2008). 但由于碎屑岩风化壳露头、岩芯研究较少, 缺乏可靠的资料验证, 因此这些风化指数能否直接套用在碎屑岩风化壳研究中还有待商榷.

从各种风化指数的变化规律来看, WIP, MWPI 和 R 等指标在风化壳附近减小, 呈现出从不整合面向下逐渐增大的趋势; 而 V, CIA, CIW 和 PIA 则与之相反, 距离不整合面越近, 风化指标的数值越大, 距不整合面越远, 数值越小. 但从风化指数的理论值比较起来, 实际计算结果与理论结果存在较大偏差. 一方面是因为该碎屑岩露头长期暴露地表遭受风化淋滤, 而且对碎屑岩露头的适用性不强, 并不能有效地区分出风化粘土岩和下伏的风化淋滤带(表 3).

为了准确地反映碎屑岩风化壳结构, 考虑不同元素在风化淋滤时的迁移难易程度, 重新建立了一种新的碎屑岩风化程度判别指数. 主要根据岩石中元素含量较多, 并且最难淋失的 Al 和 Fe 元素与岩石

**表 2　化学风化指数计算公式与理论值** [a)]

| 指标 | 计算公式 | 未风化 | 完全风化 | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|
| WIP | $100\times(2Na_2O/0.35+MgO/0.9+2K_2O/0.25+CaO/0.7)$ | >100 | 0 | Parker (1970) |
| V | $(Al_2O_3+K_2O)/(MgO+CaO+Na_2O)$ | <1 | $+\infty$ | Roaldset (1972) |
| CIA | $100\times Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)$ | ≤50 | 100 | Nesbitt 和 Young (1982) |
| CIW | $100\times Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)$ | ≤50 | 100 | Harnois (1988) |
| PIA | $100\times(Al_2O_3-K_2O)/(Al_2O_3+CaO+Na_2O-K_2O)$ | ≤50 | 100 | Fedo 等 (1995) |
| MWPI | $100\times(Na_2O+K_2O+CaO+MgO)/(Na_2O+K_2O+CaO+MgO+SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3)$ | >1 | 0 | Vogel (1975) |
| WR | $(CaO+MgO+Na_2O)/ZrO_2$ or $TiO_2$ | — | 0 | Chittleborough (1991) |
| R | $SiO_2/Al_2O_3$ | >4 | <4 | Ruxton (1968) |

a) 式中氧化物均为摩尔比; CaO 为硅酸盐矿物中的 CaO 含量

**表 3　准噶尔盆地碎屑岩露头垂直点剖面 3 化学风化指标**

| 与不整合面的距离(m) | 风化壳结构 | 岩性 | WIP | V | CIA | CIW | PIA | MWPI | R |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1.89 | 上覆砂岩 | 灰白色砂岩 | 16.37 | 12.54 | 91.68 | 96.37 | 96.18 | 2.88 | 3.59 |
| 1.70 | 上覆泥岩 | 紫红色泥岩 | 16.23 | 10.10 | 91.68 | 96.45 | 96.25 | 3.17 | 3.69 |
| 1.26 | | 紫红色泥岩 | 14.68 | 13.37 | 92.71 | 97.21 | 97.07 | 2.70 | 3.48 |
| 0.63 | | 紫红色泥岩 | 13.95 | 11.88 | 93.18 | 97.19 | 97.06 | 2.76 | 3.46 |
| 0 | 风化粘土岩 | 红褐色泥岩 | 4.75 | 5.36 | 95.46 | 95.74 | 95.73 | 2.95 | 3.00 |
| −0.82 | | 紫红色泥岩 | 5.87 | 12.25 | 95.98 | 96.74 | 96.72 | 2.00 | 3.02 |
| −1.45 | | 杂色泥岩 | 10.88 | 15.37 | 95.34 | 97.79 | 97.73 | 2.51 | 2.42 |
| −2.52 | 风化淋滤带 | 杂色泥岩 | 16.22 | 9.84 | 93.13 | 96.72 | 96.59 | 3.77 | 2.48 |
| −3.34 | | 杂色泥岩 | 12.78 | 9.67 | 94.41 | 97.32 | 97.23 | 3.44 | 2.55 |
| −4.22 | | 紫红色泥质粉砂岩 | 14.27 | 5.91 | 87.45 | 89.59 | 89.33 | 4.99 | 2.46 |
| −4.91 | | 灰色砂岩 | 15.85 | 8.70 | 92.71 | 96.35 | 96.21 | 3.74 | 2.89 |
| −6.29 | | 灰色砂岩 | 13.29 | 10.63 | 92.64 | 97.22 | 97.08 | 2.56 | 4.45 |
| −7.05 | | 黄色泥岩 | 16.31 | 9.24 | 91.05 | 96.46 | 96.23 | 3.05 | 4.44 |
| −8.75 | | 灰白色细砂岩 | 14.46 | 11.03 | 91.28 | 96.84 | 96.64 | 2.47 | 4.98 |
| −9.38 | | 灰白色细砂岩 | 13.65 | 9.25 | 91.46 | 95.44 | 95.23 | 2.61 | 4.63 |

主要元素的比值来确定. 风化指数模型如下:

$$K=\frac{100\times\left(\mathrm{Al_2O_3}+\mathrm{Fe_2O_3}\right)}{\left(\mathrm{Na_2O}+\mathrm{K_2O}+\mathrm{CaO}+\mathrm{MgO}+\mathrm{SiO_2}+\mathrm{Al_2O_3}+\mathrm{Fe_2O_3}\right)}. \quad (1)$$

该风化指数模型一方面考虑了地壳中含量最多的几种主要元素, 同时结合了各种元素的迁移难易程度, 将风化后最特征的 Al 和 Fe 作为重要的判别指标. 利用新的风化指数对露头进行了重新计算和分析, 以垂直点剖面 1 为例, 新的风化指数可以有效的区分出褐红色的风化粘土岩和风化淋滤带, 在 3.5~4.2 m 的风化粘土岩发育深度上, 风化指数 $K$>30, 下覆的风化淋滤带风化指数 $K$<30. 此外, 新的风化指数对风化淋滤带中的砂岩和泥岩也有比较好的响应, 泥质含量较多的风化淋滤带, 25<$K$<30, 砂质含量较多的风化淋滤带, 20<$K$<25(图 5, 表 4).

## 3　碎屑岩风化壳结构控藏作用

### 3.1　碎屑岩风化壳物性变化规律

风化壳为油气运移、遮挡提供了良好的输导、封堵条件, 其中, 不同的结构层在油气的运移成藏过程中扮演着不同的角色. 不整合面上下地层物性的垂向变化表明, 风化粘土岩附近的孔隙度和渗透率急剧降低, 风化淋滤带的孔隙度较好, 甚至能高于不整合面之上的底砾岩(图 6(a), (b)). 但是它的渗透率却有高有低, 主要与粘土含量有关. 粘土矿物含量少, 渗透率一般较高; 粘土矿物含量高, 渗透率一般较低, 而且当岩石中粘土含量达 50%左右时, 地层的渗透率低于 0.1 mD(图 7).

从风化粘土岩的突破压力来看, 风化粘土岩的突破压力与正常泥岩的突破压力近似, 有些甚至优于正常泥岩(图 8), 说明风化粘土岩可以作为有效的封盖层. 对于风化淋滤带的砂岩, 由于碳酸盐岩矿物、长石等颗粒容易溶解, 风化形成大量的溶蚀孔隙, 可以改善储层物性; 而风化淋滤带中的泥岩本身就是各种岩类在同生、后生作用下形成的, 易流失的物质早已不复存在, 风化淋滤带的泥岩难以成为有效的储层.

风化壳不同结构岩石的微观特征也同样表明, 砂岩在风化后储层物性得到改善, 而泥岩风化后仍是较好的封盖层. 露头的砂岩类型以石英砂岩为主, 具有较高的成分成熟度和中等的结构成熟度. 颗粒之间以悬浮状-点接触, 溶蚀现象非常普遍, 镜下能观察到大量的胶结物溶孔和岩屑粒内溶孔, 面孔率

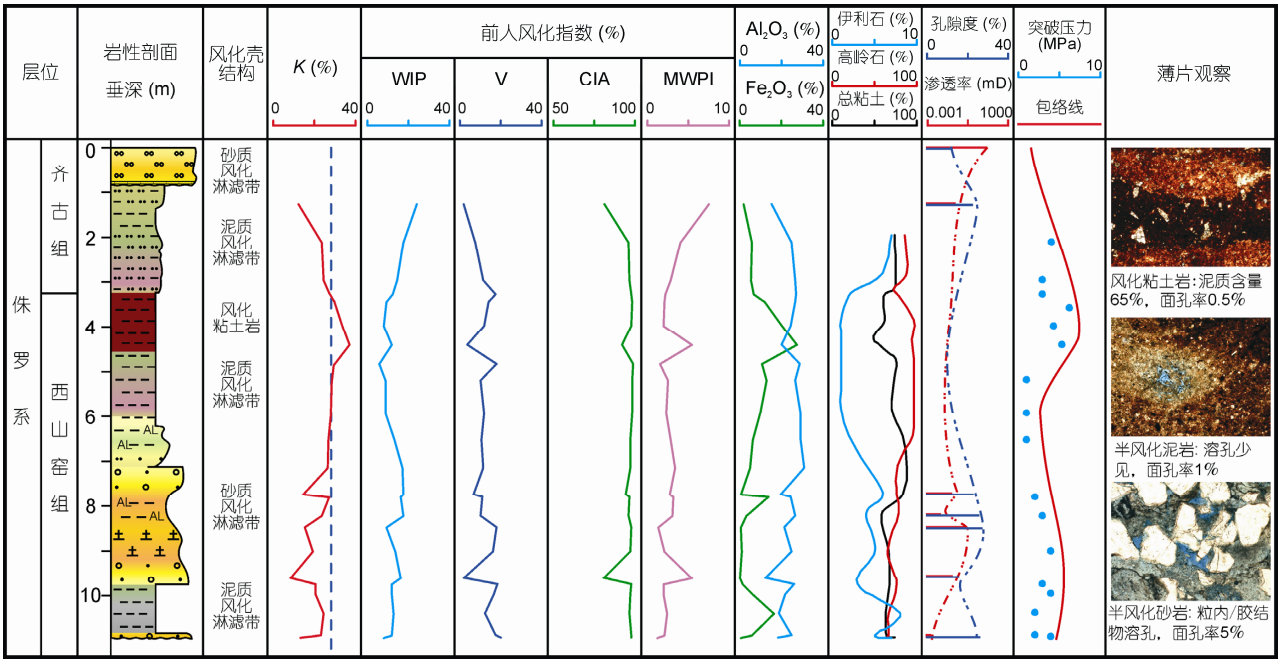



**图 5　准噶尔盆地不整合沟露头点剖面 1 风化指数模型**

**表 4　碎屑岩风化壳结构识别特征**

| 分层 | $K$ (%) | 识别标志 | 厚度(m) | 储集性 |
|---|---|---|---|---|
| 砂砾岩层 | 10~20 | 正常砂砾岩沉积 | >2 | I~III |
| 风化粘土岩 | 30~40 | 无层理，粘土含量高，偶见根茎痕迹 | 0~5 | 盖层 |
| 半风化泥岩 | 25~30 | 粘土含量高，砂质含量增大，有颗粒感 | 0~20 | 盖层 |
| 半风化砂岩 | 20~25 | 层理中有锈斑，溶蚀孔隙发育，易破碎 | >5 | I~III |

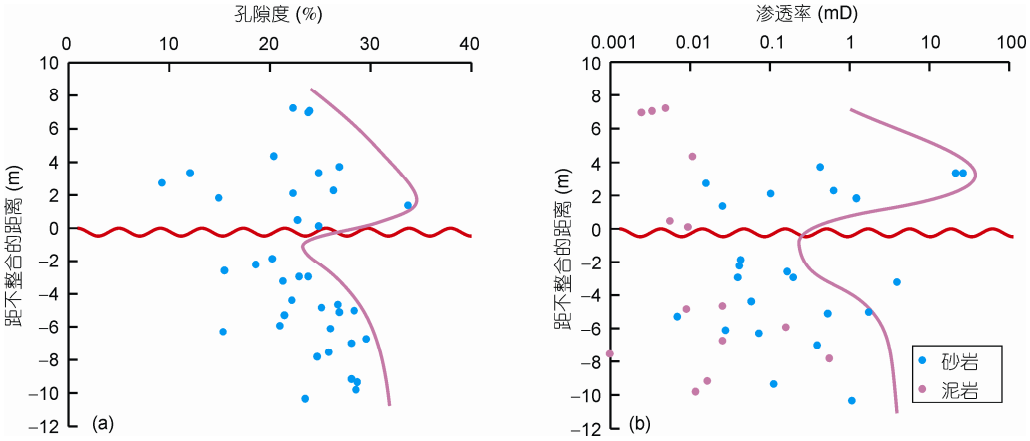



**图 6　露头风化壳结构物性垂向变化**

(a) 露头风化壳结构孔隙度垂向变化; (b) 露头风化壳结构渗透率垂向变化

3%~5%(图 9). 但在风化粘土岩和泥质风化淋滤带等泥质/粘土质含量较高的环境中，溶蚀现象较少，岩石仍然很致密(图 9(d)). 这是由于粘土矿物抗风化能力强，在自然环境中相当稳定，不易淋溶和分解. 另

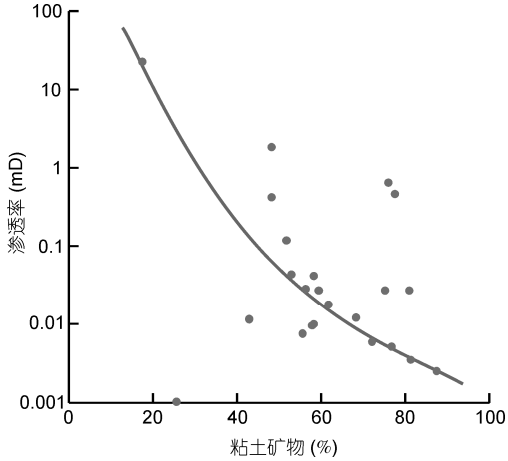



图 7　渗透率随粘土矿物含量变化

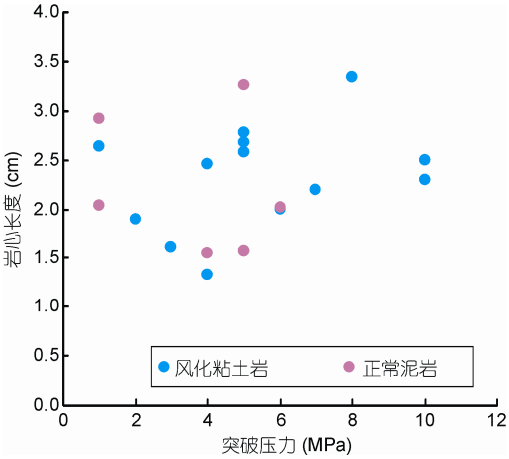



图 8　风化粘土岩与泥岩突破压力对比

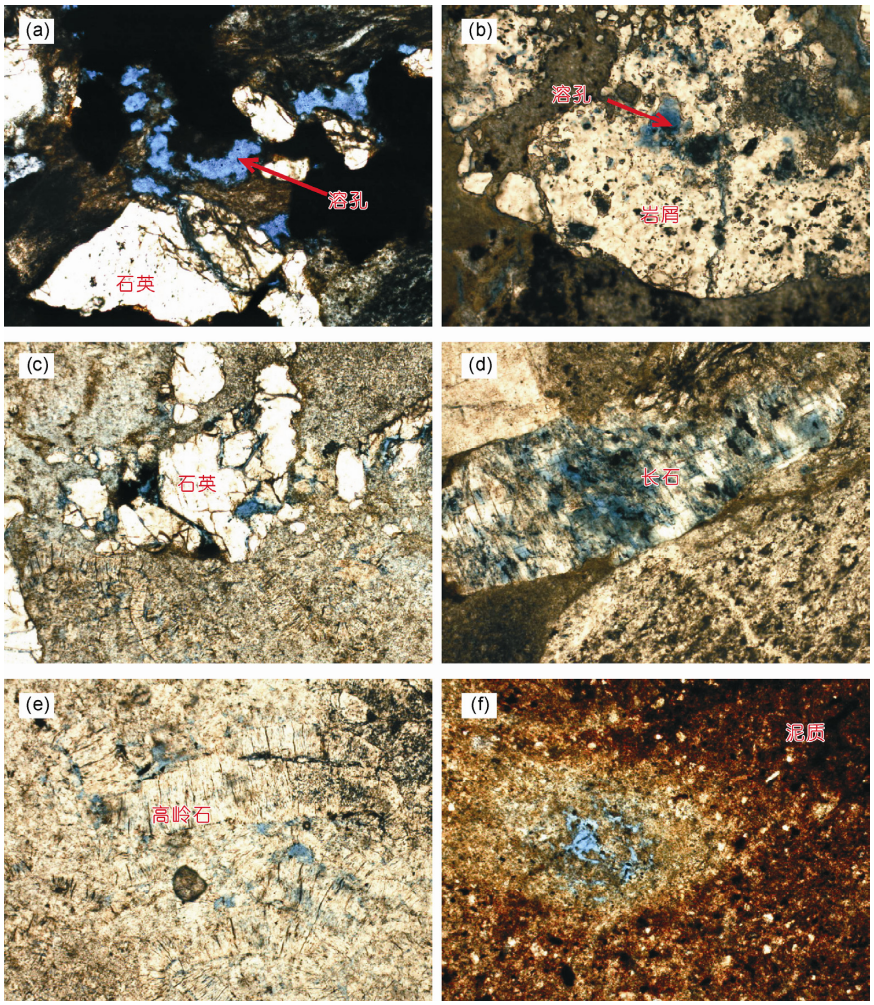



图 9　准噶尔盆地碎屑岩不整合沟露头孔隙空间显微照片

(a) 胶结物溶孔, ×100, (–); (b) 岩屑粒内溶孔, ×100, (–); (c) 石英粒间溶孔, ×100, (–); (d) 长石粒内溶孔×100, (–); (e) 高岭石晶间溶孔, ×100, (–); (f) 泥质溶孔, ×100, (–)

外, 粘土矿物微粒小, 比表面积极大, 具有表面电荷和吸附性能, 对流体具有一定的减速截留作用, 因而对砂岩储层的物性有显著影响.

对准噶尔盆地腹部石南地区 12 口井的 771 块岩芯样品做了系统的孔隙度、渗透率和突破压力分析测试, 结果表明从上到下的底砾岩、风化粘土岩、泥质风化淋滤带和砂质风化淋滤带的平均孔隙度分别为 12.4%, 2.7%, 3.2%和 11.8%, 渗透率的垂向变化具有相同的变化趋势. 风化粘土岩的突破压力最大, 泥质风化淋滤带次之, 砂质风化淋滤带最小(图 10). 因此, 不整合面之上的砂砾岩层和不整合面之下的砂质风化淋滤带可以作为油气运移的通道, 构成了风化壳的双层油气运移通道; 而风化粘土岩和风化淋滤带中的泥岩可以作为较好的遮挡层, 有效地封堵油气.

### 3.2　碎屑岩风化壳的控藏作用

风化壳顶面一般是层序界面, 其上覆紧邻地层往往发育一套低位体系域的厚层砂砾岩, 如果风化壳顶部没有有效的遮挡层, 下伏的削截型地层圈闭很难成藏, 风化壳结构顶部的风化粘土岩和风化淋滤带中的泥岩为油气成藏提供了很好的遮挡条件. 准噶尔盆地腹部石南油气田的解剖表明, 白垩系清水河组($K_1q$)和侏罗系头屯河组($J_2t$)之间的不整合面之下普遍发育风化粘土岩, 其厚度在 0.5~16 m, 可以

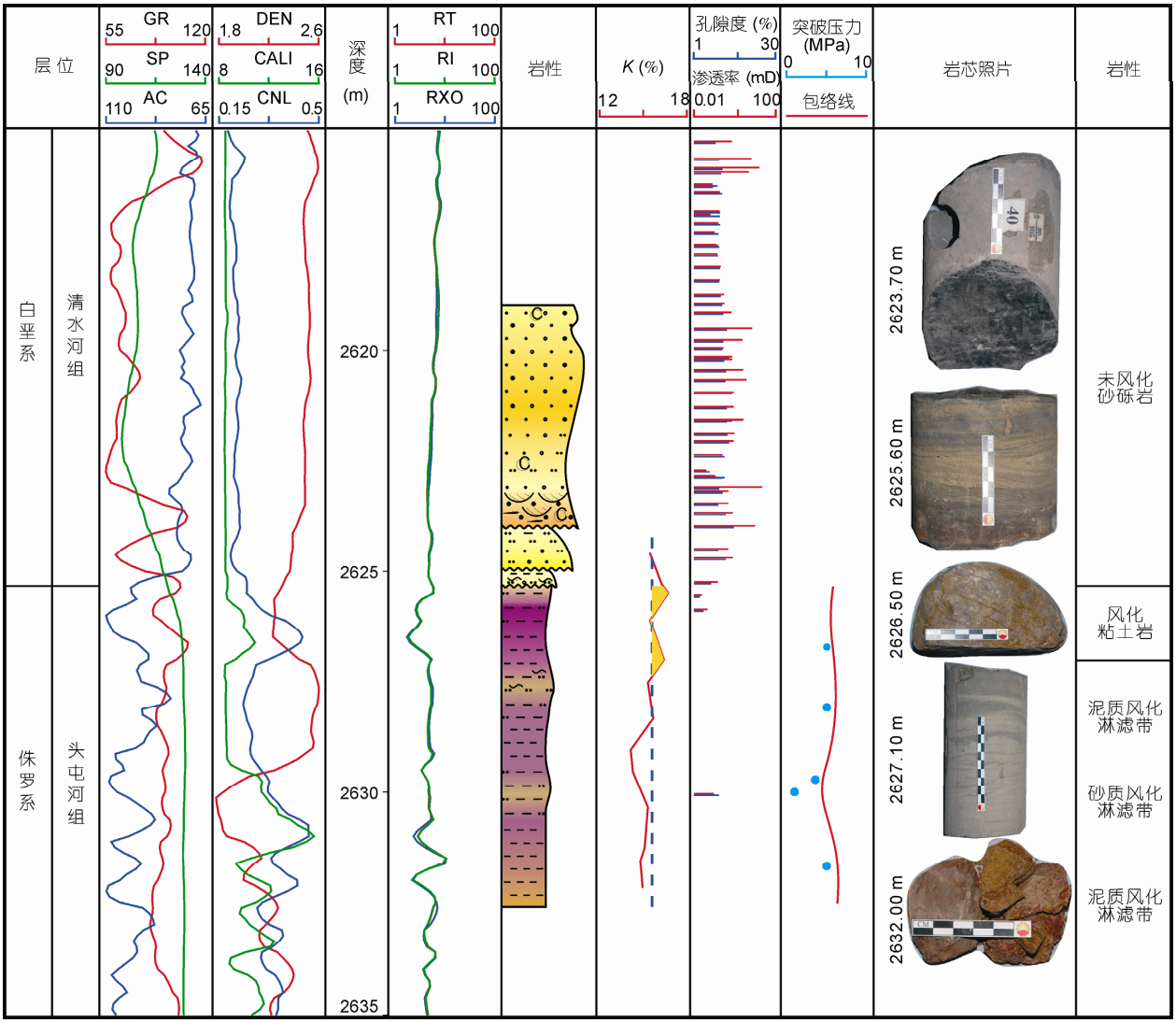



**图 10　准噶尔盆地 S302 井不同结构层物性**

对上下地层间的油气形成分隔、遮挡作用; 油气顺深大断裂运移至中浅层, 不整合面上下的砂体为油气的侧向运移提供了很好的渗流空间和聚集场所, 配合局部构造高点, 就可形成高效的地层油气藏(图 11).

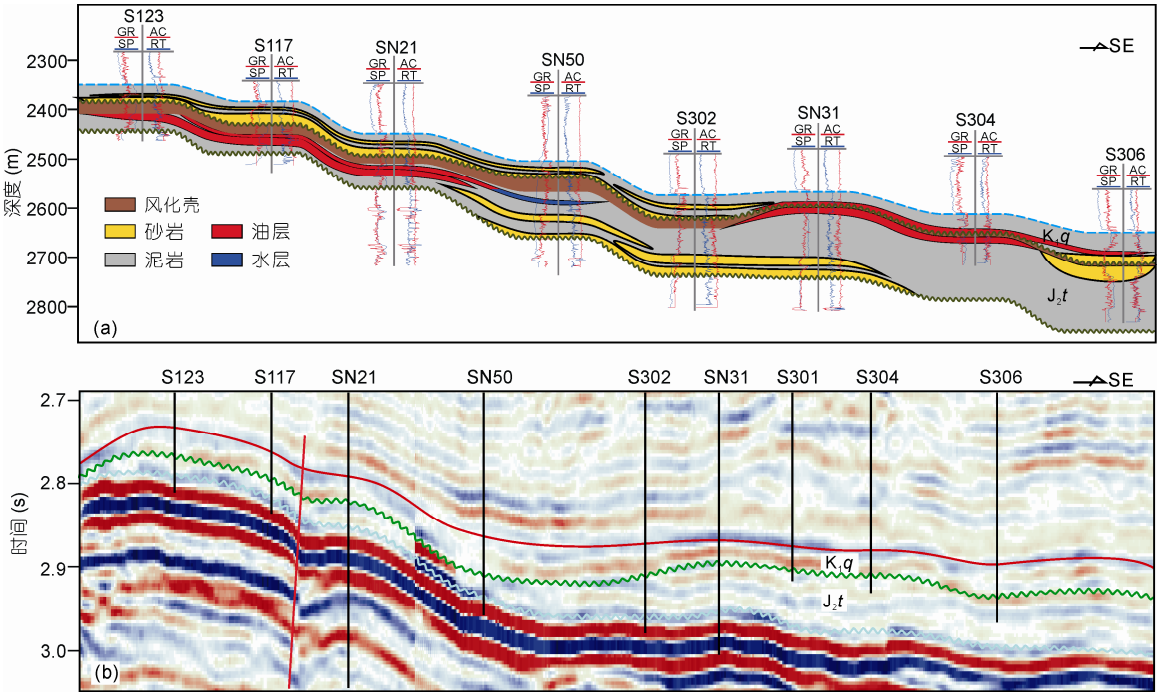



**图 11　准噶尔盆地腹部石南油田油藏剖面及地震剖面**

(a) 油藏剖面; (b) 地震剖面

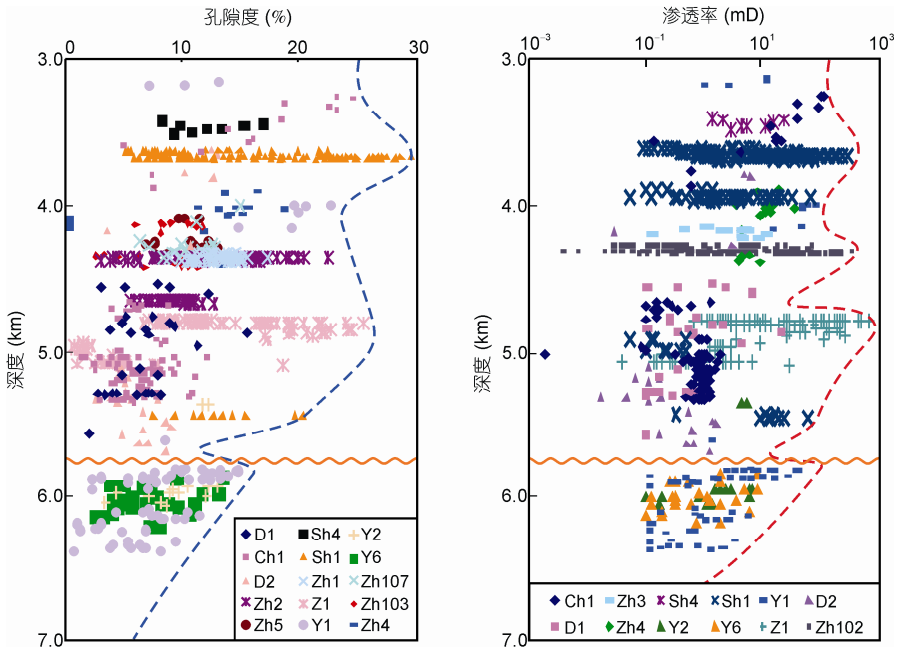



**图 12　准噶尔盆地腹部井点物性与深度关系图**

(a) 孔隙度随深度变化; (b) 渗透率随深度变化

例如石南 21 和 31 油藏, 10 余年来一直保持 150 万吨左右的年产量, 是中国最高效的岩性地层油藏.

相对于其他岩性而言, 碎屑岩虽然本身具备比较好的物性, 但物性受深度影响, 往往埋藏越深物性越差, 而风化淋滤作用无疑可以改善储集性能. 对腹部 1820 多个孔隙度、渗透率的样品分析表明, 受风化壳的影响, 在同样的 $K_1q$ 和 $J_2t$ 界面上下, 埋深大于 5500 m 的深层仍然有相对优质的储层存在(图 12), 改变了过去有利储集相深度下限为 3500 m 的观点(邹才能等, 2007). 说明风化淋滤作用的确改善了储层物性, 大大地拓宽了勘探深度下限.

## 4　讨论和结论

(1) 碎屑岩风化壳具有层状结构, 根据岩性, 及其物理化学性质差异, 可分为风化粘土岩、砂质风化淋滤带和泥质风化淋滤带, 其中砂质风化淋滤带溶蚀孔发育, 储层改造较强; 泥质风化淋滤带抗风化能力强, 岩石较致密.

(2) 风化粘土岩可为油气成藏提供较好的封盖条件, 风化壳的存在极大的改善了砂质风化淋滤带的储层物性, 在深层也能形成相对优质的储层, 拓展了油气勘探的深度下限. 但风化淋滤带的渗透性与风化淋滤带的粘土含量成反比. 粘土含量越高, 渗透率越小; 粘土含量越低, 渗透率越大.

(3) 根据岩石中含量较多, 且最难淋失的 Al 元素和 Fe 元素的含量建立了新的碎屑岩风化判别指数, 通过与实际露头比对, 新的风化指数可以有效地区分出风化壳中的风化粘土岩和风化淋滤带, 对风化淋滤带中的砂岩、泥岩也有比较好的响应. 分析认为, 对于碎屑岩露头而已, 风化粘土岩的风化指数 $K$>30, 泥质风化淋滤带 25<$K$<30, 砂质风化淋滤带 20<$K$<25.

**致谢**　研究过程中得到中国石油勘探开发研究院戴金星院士、顾家裕教授、中国石油集团公司咨询中心高瑞祺教授、中国石油新疆油田公司匡立春教授等指导和帮助, 在此一并表示衷心感谢.

**参考文献**

波雷诺夫 B B. 1959. 风化壳及其地球化学. 陈静生. 译. 北京: 商务印书馆. 6
陈涛, 蒋有录, 宋国奇, 等. 2009. 不整合研究中的化学风化指标. 西南石油大学学报(自然科学版), 31: 41–44
陈新军, 蔡希源, 纪友亮, 等. 2007. 塔中奥陶系大型不整合面与风化壳岩溶发育. 同济大学学报(自然科学版), 35: 1122–1127
陈旸, 陈骏, 刘连文, 等. 2003. 最近 13 万年来黄土高原 Rb/Sr 记录与夏季风时空变迁. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33: 513–519
冯增昭. 1994. 沉积岩石学(第 2 版). 北京: 石油工业出版社. 209
冯志刚, 王世杰, 刘秀明, 等. 2009. 酸不溶物对碳酸盐岩风化壳发育程度的影响. 地质学报, 93: 885–893
何登发. 2007. 不整合面的结构与油气聚集. 石油勘探与开发, 34: 142–149
何发岐. 2002. 碳酸盐岩地层中不整合-岩溶风化壳油气田. 地质论评, 48: 391–397
侯连华, 王京红, 匡立春, 等. 2009. 准噶尔盆地车莫古隆起内物源沉积体系探讨及勘探意义——以白垩系清水河组一段为例. 地学前缘, 16: 337–348
侯连华, 邹才能, 刘磊, 等. 2012. 新疆北部石炭系火山岩风化壳油气地质条件. 石油学报, 33: 533–540
黄镇国, 张伟强, 刘瑞华, 等. 1996. 中国南方红色风化壳. 北京: 海洋出版社. 58
贾耀锋, 毛龙江. 2010. 黄土 Rb、Sr 地球化学研究新进展. 土壤通报, 41: 1501–1504
李德文, 崔之久, 刘耕年. 2002. 风化壳研究的现状与展望. 地球学报, 23: 283–288
李秋根, 刘树文, 韩宝福, 等. 2005. 中天山东段星星峡群变质泥质岩的地球化学特征及其对物源区和古风化作用的制约. 中国科学: 地球科学, 35: 225–234
刘汉之. 2010. 茨榆坨地区变质岩潜山成藏条件分析. 特种油气藏, 17: 20–28
陆景岗. 2006. 土壤地质学(第 2 版). 北京: 地质出版社. 78
吕修祥, 杨宁, 周新源, 等. 2008. 塔里木盆地断裂活动对奥陶系碳酸盐岩储层的影响. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38(增刊): 48–54
马英军, 刘丛强. 2001. 花岗岩化学风化过程中的 Sr 同位素演化——矿物相对风化速率的影响. 中国科学 D 辑: 地球科学, 31: 634–640
潘根兴. 2000. 地球表层系统土壤学. 北京: 地质出版社. 35
曲江秀, 查明, 田辉, 等. 2003. 准噶尔盆地北三台地区不整合与油气成藏. 新疆石油地质, 24: 386–388
宋国奇, 陈涛, 蒋有录, 等. 2008. 济阳坳陷第三系不整合结构矿物学与元素地球化学特征. 中国石油大学学报(自然科学版), 32: 7–17
王艳忠, 操应长, 王淑萍, 等. 2006. 不整合空间结构与油气成藏综述. 大地构造与成矿学, 30: 326–330

吴孔友, 查明, 洪梅. 2003. 准噶尔盆地不整合结构模式及半风化岩石的再成岩作用. 大地构造与成矿学, 23: 270–276
吴孔友, 李林林, 查明. 2009. 不整合纵向结构及其成藏作用物理模拟. 石油实验地质, 31: 537–541
熊尚发, 朱园健, 周茹, 等. 2008. 白水黄土-红粘土化学风化强度的剖面特征与粒度效应. 第四纪研究, 28: 812–820
熊小辉, 肖加飞. 2011. 沉积环境的地球化学示踪. 地球与环境, 39: 405–414
许中杰, 程日辉, 张莉, 等. 2012. 华南陆缘晚三叠-早、中侏罗世海平面相对升降与古气候演化的地球化学记录. 地球科学——中国地质大学学报, 37: 113–124
张克银, 艾华国, 吴亚军. 1996. 碳酸盐岩顶部不整合面结构层及控油意义. 石油勘探与开发, 23: 16–19
张年富, 张越千, 徐常胜. 2003. 陆梁隆起断裂系统及其对油气运聚的控制作用. 新疆石油地质, 24: 283–284
朱立军, 李景阳. 2001. 碳酸盐岩红色风化壳中的氧化铁矿物. 地球科学, 36: 395–401
邹才能, 侯连华, 匡立春, 等. 2007. 准噶尔盆地西缘二叠-三叠系扇控成岩储集相成因机理. 地质科学, 42: 587–601
邹才能, 侯连华, 陶士振, 等. 2011a. 新疆北部石炭系大型火山岩风化体结构与地层油气成藏机制. 中国科学: 地球科学, 41: 1613–1626
邹才能, 侯连华, 王京红, 等. 2011b. 火山岩风化壳地层型油气藏评价预测方法研究——以新疆北部石炭系为例. 地球物理学报, 54: 388–400
Aplin A C, Macquaker J H S. 2011. Mudstone diversity: Origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems. AAPG Bull, 12: 2031–2059
Butt C R M, Lintern M J, Anand R R. 2000. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain-implications for geochemical exploration. Ore Geol Rev, 16: 167–183
Chittleborough D J. 1991. Indices of weathering for soil and paleosols formed on silicate rocks. Aust J Earth Sci, 38: 115–120
Fedo C M, Nesbitt H W, Young G M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and Paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology, 23: 921–924
Fritz R D, Wilson J L, Yurewicz D A. 1993. Paleokarst related hydrocarbon reservoirs. New Orleans: SEPM Core Workshop. 46
Harnois L. 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering. Sediment Geol, 55: 319–322
Jayawardena U S, Izawa E. 1994. A new chemical index of weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: A study from SriLanka. Eng Geol, 36: 303–310
Jefferson C W, Thomas D J, Gandhi S S, et al. 2007. Mineral deposits of Canada unconformity associated uranium deposits. Geol Surv Can, 5: 273–305
Martini I P, Chesworth W. 1992. Weathering,soils and Paleosols: Development in Earth Surface Processes. Amsterdam: Elsevier Science Publishers. 618
Moshood N T, Olugbenga A O, Akinlolu F A. 2006. Lithogenic concentrations of trace metals in soils and saprolites over crystalline basement rocks: A case study from SW Nigeria. J Afr Earth Sci, 46: 427–438
Nahon D B. 1991. Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering. New York: John Willey & Sons Inc. 313
Nesbitt H W, Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299: 715–717
Parker A. 1970. An index of weathering for silicate rocks. Geol Mag, 107: 501–504
Raffensperger J P, Garven G. 1995. The formation of unconformity-type uranium ore deposits 1: Coupled groundwater flow and heat transport modeling. Am J Sci, 295: 581–636
Roaldset E.1972. Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Numedal area, southern Norway. Norw J Geol, 52: 335–369
Robinson D A, Williams R B G. 1994. Rock Weathering and Landform Evolution. Chichester: John Wiley & Sons Ltd. 519
Ruxton B P. 1968. Measures of the degree of chemical weathering of rocks. J Geol, 76: 518–527
Strakhov N M. 1967. Principles of Lithogenesis. Vol. I. Edinburgh: Oliver & Boyd Ltd. 245
Vogel D E. 1975. Precambrian weathering in acid metavolcanic rocks from the Superior Province, Villebon Township, South 2 Central Quebéc. Can J Earth Sci, 12: 2080–2085