

黄玉龙, 孙德有, 王璞珺等. 松辽盆地营城组玄武岩流动单元测井响应特征. 地球物理学报, 2011, 54(2): 524~533, DOI: 10.3969/j. issn. 0001-5733. 2011. 02. 032

Huang Y L, Sun D Y, Wang P J, et al. Characteristics of well-logging response to lava flow units of the Lower Cretaceous basalts in Songliao Basin. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2011, 54(2): 524~533, DOI: 10.3969/j. issn. 0001-5733. 2011. 02. 032

松辽盆地营城组玄武岩流动单元测井响应特征

黄玉龙¹, 孙德有^{1*}, 王璞珺¹, 曲立才²

¹ 吉林大学地球科学学院, 长春 130061

² 大庆油田有限责任公司勘探开发研究院, 大庆 163712

摘 要 流动单元是玄武岩地层的最基本组成单元, 其内部分带性控制储层的储集性能和有效储层的分布位置. 运用钻井岩心资料建立了玄武岩流动单元分带地质模式, 单个流动单元由上而下依次为上部气孔带、中部致密带和下部气孔带. 依据自然伽马(GR)、声波时差(DT)、补偿密度(RHOB)、深侧向电阻率(LLD)和中子孔隙度(NPHI)分析流动单元测井响应特征, 判别蚀变带、气孔带和致密带 3 种测井相类型; 自然伽马能谱(K、Th、U)用于判别玄武岩地层中自然伽马高值的界面性质, 蚀变带具有高伽马、高声波时差、高中子和低阻、低密度的特征, 致密带呈低伽马、低声波时差、低中子和高阻、高密度, 气孔带介于两者之间. 流动单元分带的测井响应特征反映的是孔隙、裂缝发育和蚀变作用在纵向上的渐进式和韵律性变化. K-GR 交会图用于区分蚀变带和气孔带, DT-RHOB 交会图用于区分致密带和蚀变带、气孔带. 单个或多个流动单元构成喷发单元, 喷发单元之间具有明显间断, 发育蚀变带、风化带、沉积夹层和凝灰岩层 4 类界面, 由于 K 含量高于喷发单元内部玄武岩而呈现高自然伽马, Th-U 交会图、K-Th/U 交会图用于进一步判别界面类型.

关键词 玄武岩, 流动单元, 喷发单元, 测井响应, 火山岩储层, 松辽盆地

DOI: 10.3969/j. issn. 0001-5733. 2011. 02. 032

中图分类号 P631

收稿日期 2010-03-31, 2011-01-22 收修定稿

Characteristics of well-logging response to lava flow units of the Lower Cretaceous basalts in Songliao Basin

HUANG Yu-Long¹, SUN De-You^{1*}, WANG Pu-Jun¹, QU Li-Cai²

¹ College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China

² Exploration and Development Institute of Daqing Oilfield Company Ltd., Daqing 163712, China

Abstract Flow units are the most elementary constituents of basaltic lava strata, and the zonation of pores and fractures determines the capability and distribution of basaltic reservoirs. Both outcrop and borehole information are used to build the geologic model of basaltic lava flow units, indicating that each unit is composed of three parts such as the upper vesicular zone, the central massive zone and the lower vesicular zone from top to bottom. Three electro-facies including alteration zone, vesicular zone and massive zone were identified by combining the natural gamma log (GR), acoustic log (DT), density log (RHOB), electrical resistivity (LLD) and neutron log (NPHI). Natural gamma-ray spectral logging (K, Th and U) were also utilized

基金项目 国家重点基础研究计划(973)项目(2009CB219303)资助. 获“东北亚生物演化与环境教育部重点实验室”, 吉林大学“211”工程三期建设项目和 2009 年教育部基本科研业务经费(吉林大学创新团队发展计划)支持.

作者简介 黄玉龙, 男, 1982 年生, 讲师, 主要从事油气地质与火山岩储层地质学研究. E-mail: long@jlu. edu. cn

*** 通讯作者** 孙德有, 男, 1965 年生, 教授, 主要从事火成岩的科研与教学. E-mail: sundy@jlu. edu. cn

to distinguish intervals with abnormal high gamma values. Alteration zone is characterized as high in GR, DT and NPHI values while low in LLD and RHOB values, contrarily does the dense zone, and vesicular zone lies in between. Logging response to the zonation of basaltic flow units indicates that porosity, fracturing and alteration changes gradually and cyclically in the vertical profile. Alteration and vesicular zone are differentiated by K-GR cross-plots, and massive zone is further discriminated with them by DT-RHOB cross-plots. Eruption units are composed of single or several flow units with long volcanic quiescence in between, four types of boundaries with abnormal high GR values as a result of enriched K contents are distinguished including alteration and weathering zone, sedimentary and tuff interbeds. Moreover, the four boundaries are differentiated with Th-U and K-Th/U cross-plots depending on their different origins.

Keywords Basalt, Flow unit, Eruption unit, Well-logging response, Volcanic reservoir, Songliao basin

1 引言

随着火山岩油气藏勘探和研究的逐年升温^[1,2],火山岩储层的测井识别与评价引起广泛关注^[3,4].松辽盆地火山岩储层研究多年来一直以流纹岩和流纹质熔结凝灰熔岩为重点^[5,6],近几年随着勘探区块的扩大,玄武岩才逐步受到关注^[7,8],目前亟需解决储层控制因素和分布规律等问题.玄武岩地层以大套熔岩为特征,厚度达数百米,岩性变化小,利用有限的地质资料无法满足岩相划分和精细分层,加之地震资料分辨率过大,从而对测井资料的需求凸显.现阶段火山岩储层测井研究中,主要侧重岩性判别^[9,10]、裂缝识别与评价^[11,12]、成像测井解释^[13,14]和储层流体性质识别^[15~17]等方面,而对于岩相和储层精细划分缺少针对性研究,测井解释与地质模式结合不够,这与火山岩野外露头揭示不完整、盆内钻井取心资料少等不无关系.国外学者依据现代玄武岩熔岩剖面观测,建立了陆相玄武岩流动单元地质模式^[18,19],该模式已被证明同样适用于被大套沉积岩覆盖的古相玄武岩地层^[20].国际大陆钻探计划(ICDP)、大洋钻探计划(ODP)和深海钻探计划(DSDP)的钻井资料被广泛应用于玄武岩地层测井解释研究,通过连续取心资料与测井分析相结合,进行测井响应分析^[21~23]、喷发岩相类型识别^[24]、喷发韵律划分^[25]和地层测井综合解释^[26~28],其成果对现阶段玄武岩储层测井研究具有适用性和启发性.本文以露头 and 钻井地质研究为基础,建立了松辽盆地营城组玄武岩流动单元地质模式,利用交会图对流动单元分带和喷发单元地质界面进行区分和识别,分析各分带测井曲线特征和响应机理,总结喷发单元界面性质和测井识别方法,建立了玄武岩流动

单元的测井响应模式,可以作为无取心井段玄武岩岩相判别和钻井剖面精细分层的依据.该方法可进一步应用于玄武岩钻井井间地层对比和有效储层评价.

2 玄武岩流动单元地质模型

2.1 流动单元及其分带性

Nichols^[29]于1936年首次提出“流动单元(flow-unit)”这一概念,用于描述美国 San Jose Valley 绳状构造玄武岩,将其定义为熔岩流内部的舌状构造,其横剖面呈小的透镜体.流动单元作为火山熔岩地层的最基本单元,其结构构造、原生孔隙和裂缝分布以及蚀变作用,在流动单元内部具有规律性,这也成为熔岩地层划分对比和岩石物理性质分析的基本依据.其中,气孔分带性是玄武岩流动单元的最本质特征.Aubel^[18]等通过对现代熔岩流的观测,将单个玄武岩岩流纵向上划分为3个带:上部气孔带、中部致密带和下部气孔带.区别在于气孔含量、大小和形态差异(图1).上部气孔带,通常占熔岩流总厚度的50%,向下气孔直径增大、数量减少,直到其底部气孔直径达到最大;中部致密带无气孔或见有极少量的大气孔,有时发育节理缝;下部气孔带厚度较小(通常不足1m),与熔岩流总厚度关系不大,当下伏为冷、湿地表时其厚度相对较大,向上气孔直径增大、数量减少,至其顶部孔径达到最大.此外,数字模拟亦证实,尽管熔岩流的形成过程复杂多变,气孔形成机理决定其固结成岩后所具有的分带特征仍占据主导地位^[18].

松辽盆地营城组发育的玄武岩厚度可达数百米,钻井揭示其纵向分带性和旋回性特征明显^[7].依据盆缘剖面钻井连续取心所获得的200m岩心资

料和徐家围子断陷 20 余口钻井取心资料,建立了松辽盆地营城组玄武岩流动单元分带的地质模式(图 1). 流动单元上部发育不规则状原生气孔和冷凝收缩裂隙,气孔含量为 10%~25%,全直径分析孔隙度为 4.5%~16.9%(平均 8.9%);中部呈致密块状,无气孔或极少量圆形-椭圆形大气孔和高角度节理缝和构造缝,气孔含量通常小于 4%,全直径孔隙度为 1.1%~5.2%(平均 3.0%);下部发育少量管状、拉长气孔,岩心上呈高角度拉长状,气孔含量为 6%~15%,全直径孔隙度为 5.0%左右. 流动单元厚度小于 3 m 时,其内部分带性不明显,通常整体气孔发育,缺少致密带.

陆相玄武岩在形成后的短时间内即开始发生蚀变改造,尤其是熔岩流顶部和底部通常由玻璃质表壳组成,其内部高度发育的气孔和收缩节理缝促使其极易发生粘土矿化(蚀变形成的粘土矿物充填孔隙、交代基质,岩心测试孔隙度明显低于面孔率分析值). 因此,古相玄武岩岩流顶部和底部的蚀变带通常被单独划分出来,并且因其典型的地质特征和测井响应特征,常作为熔岩流顶面识别和流动单元划分的依据.

2.2 喷发单元

流动单元作为熔岩地层构成的最基本单元,在野外剖面上可以通过气孔分带性区分识别,然而对于钻井玄武岩而言,受限于取心资料的获取数量和地球物理资料的分辨率,薄层流动单元识别难度大,横向追踪时需要以流动单元组合为单位进行. 流动单元之间间隔时间短,通常位于下部的流动单元尚未完全固结即被后续流动单元覆盖,然后作为一个整体最终凝固固结,因而两者之间通常不会形成明

显的间断面. 单个或多个流动单元构成喷发单元,喷发单元与特定的火山作用阶段相对应. 不同喷发单元之间具有相对较长的间歇期,形成一定厚度的间断界面,并可据此划分不同的喷发单元,实现玄武岩地层的横向井间对比.

3 流动单元分带的测井特征和响应机理

3.1 测井特征

本文依据松辽盆地北部庆深气田 3 口钻井资料进行玄武岩测井响应特征分析,按照蚀变带、气孔带和致密带分别提取流动单元各个分带的测井参数,包括自然伽马(GR)、深侧向电阻率(LLD)、声波时差(DT)、补偿密度(RHOB)和补偿中子孔隙度(NPHI).

从 3 口钻井对比来看,自然伽马和深侧向电阻率因岩浆成分和所含流体的差异而存在较大的差别,而声波时差、密度和中子孔隙度的井间差异相对不明显. 相对而言,流动单元内部 3 个分带之间的差异明显(表 1):蚀变带发育在喷发单元界面处,表现为高伽马、高声波时差、高中子孔隙度和低阻、低密度(“三高两低”);致密带伽马、声波时差和中子最低,电阻率和密度最高(“三低两高”);气孔带各项数值大多介于前两者之间,部分与蚀变带更为接近(如,密度和中子).

3.2 响应机理

3.2.1 自然伽马

玄武岩具有相对较低的钾(K)、钍(Th)和铀(U)含量,本区玄武岩自然伽马值主要范围为 15~

表 1 流动单元分带的测井特征

Table 1 Statistical logging values of three electro-facies divided in three wells

数据来源	测井相	K/(wt. %)		GR/(API)		LLD/(Ω m)		DT(μ s/m)		RHOB/(g/cm ³)		NPHI/(%)		N
		平均值	中值	平均值	中值	平均值	中值	平均值	中值	平均值	中值	平均值	中值	
DS6	蚀变带	1.57	1.46	43.0	40.9	105.1	35.1	217.4	212.5	2.67	2.68	20.1	19.3	117
	气孔带	0.97	0.97	29.7	28.2	147.3	105.9	211.1	206.2	2.66	2.69	20.4	20.5	235
	致密带	0.82	0.80	24.8	24.6	381.6	327.6	179.3	179.3	2.83	2.83	16.4	16.0	192
WS1-2	蚀变带	2.99	2.87	71.9	67.9	37.4	25.2	217.4	211.1	2.72	2.72	17.4	16.6	111
	气孔带	0.80	0.82	21.9	21.0	172.3	159.0	201.0	200.3	2.70	2.71	16.9	16.5	78
	致密带	0.89	0.86	23.9	23.0	174.7	83.7	183.9	184.9	2.78	2.79	14.8	14.6	238
DS302	蚀变带	1.83	1.68	45.7	41.9	58.7	60.0	222.6	223.3	2.64	2.63	24.8	24.6	145
	气孔带	0.76	0.69	29.8	28.8	130.4	88.6	211.5	208.9	2.64	2.63	22.6	22.3	423
	致密带	1.11	1.04	31.2	31.3	116.2	108.0	183.9	183.9	2.74	2.77	19.2	19.4	392

40API(表 1)。蚀变带具有相对较高的自然伽马值,通常大于 30API,最高可达 130API;气孔带和致密带自然伽马值明显低于蚀变带,通常不高于 40API,气孔带整体上略高于致密带,后者具有最低的自然伽马值。

玄武岩自然伽马对 K 含量变化尤为敏感,自然伽马值与 K 含量呈正相关。因此,根据自然伽马值变化可识别出 K 含量发生突变的岩层,如蚀变带、风化带和沉积岩、凝灰岩夹层。

K 含量增加与蚀变产物(粘土矿物)的含量密切相关。玄武岩喷出地表固结成岩后,短时间内即开始发生低温蚀变作用,蚀变产物主要为粘土矿物——低 K 蒙脱石和高 K 绿磷石^[30,31]。流动单元顶部具有玻璃质表壳,发育原生气孔和冷凝收缩缝,这些都是蚀变作用发生的有利条件。流体单元各个分带相比而言,蚀变带 K 含量最高、平均值为 2.13%,气孔带和致密带 K 含量平均值均低于 1.00%;K 含量在一定程度上也指示着蚀变程度的大小。

除此之外,玄武岩中 Th、U 值增大也会引起自然伽马值升高,存在以下两种情况:(1)喷发单元末期,岩浆分异结晶,成分发生改变^[32,33]; (2)岩浆来源改变,岩石地球化学成分相应发生变化,自然伽马值整体性较大幅度的升高或降低,通常标志着一个新的喷发旋回。

3.2.2 补偿密度

岩石的体积密度由岩石骨架密度和孔隙中流体的密度共同决定,而流体和骨架各自对体积密度的贡献与岩石的孔隙度有关。孔隙流体和充填矿物的密度小于岩石骨架密度,因而岩石体积密度与孔隙度呈负相关。蚀变带和气孔带的孔隙和裂缝发育,具有高孔隙度,此外由于蚀变作用的影响,岩石骨架密度减小,导致流动单元的蚀变带和气孔带具有较低的体积密度(图 3,4)。研究区玄武岩密度主要介于 2.42~2.87g/cm³,其中,蚀变带平均密度为 2.68 g/cm³,气孔带平均密度为 2.67 g/cm³;蚀变带孔隙充填程度更高,其密度略高于气孔带,后者的有效孔隙比例更大。致密带孔缝发育程度低,实测孔隙度小于 2%、渗透率小于 0.05×10⁻³μm²,其密度明显高于致密带和气孔带,平均密度为 2.78 g/cm³。

3.2.3 声波时差

孔隙和裂缝发育,导致声波脉冲的传播时间增加,即声波时差增大、传播速度降低。一方面,裂隙中所含流体对声波幅度的降低作用;另一方面,低密度粘土矿物充填孔隙,降低了岩石的骨架密度(使得岩

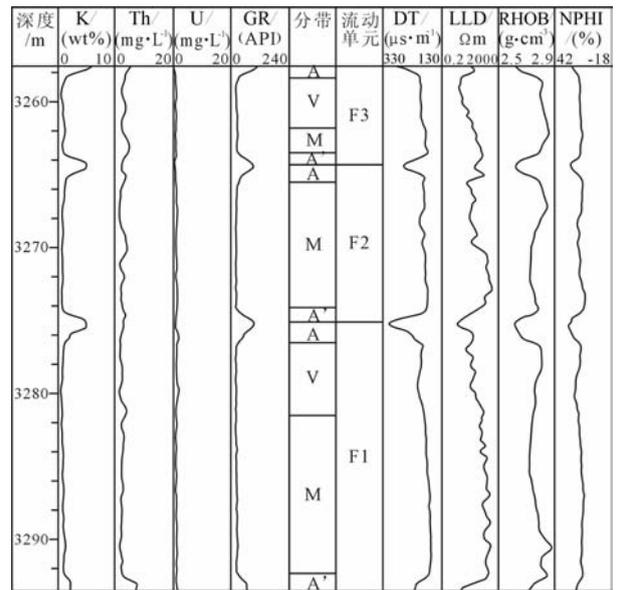


图 3 玄武岩流动单元划分的测井响应特征

(A—顶部蚀变带;A'—底部蚀变带;

V—气孔带;M—致密带;F—流动单元)

Fig. 3 Log responses of three basaltic lava flow unit,

each can be subdivided into four structural zones

(A—top alteration zone; A'—bottom alteration zone;

V—vesicular zone; M—massive zone; F—flow unit)

石骨架变得“松散”)、骨架体积和剪切模量,从而降低声波速度^[23]。流动单元顶部发育大量冷凝收缩缝,孔隙中充填的粘土矿物具有吸水膨胀特性,也会产生微裂缝,这些对于声波速度都具有明显的降低作用。

从 DT-RHOB 交会图上可以看出,从致密带→气孔带→蚀变带,声波时差依次递增(纵波传播速度降低)(图 4)。3 口钻井玄武岩的平均声波时差为致密带 183.0 μs/m、蚀变带 219.3 μs/m、气孔带 210.5 μs/m,蚀变带声波时差值分布范围大,主要介于 196.7~245.9 μs/m,气孔带声波时差值多数介于 197.7~213.1 μs/m,致密带声波时差特征明显、集中分布在 163.9~196.7 μs/m(图 5)。尽管蚀变带和气孔带从整体上区分度较差,但就单个流动单元而言,从测井曲线上可以看出两者差异明显,蚀变带声波时差呈显著升高趋势。声波时差对高角度裂缝的反应不敏感,因此致密带声波时差曲线变化平缓,通常呈光滑或微齿化,以在上部和下部向气孔带转变位置处为拐点呈递减趋势。

3.2.4 深侧向电阻率

电阻率变化主要反映岩石孔隙、裂缝发育情况和渗透性。蚀变带和气孔带的孔隙和裂缝发育,因此流动单元顶部电阻率明显降低;流动单元内部岩石致密,蚀变程度相对较低或未蚀变,因而具有高阻特

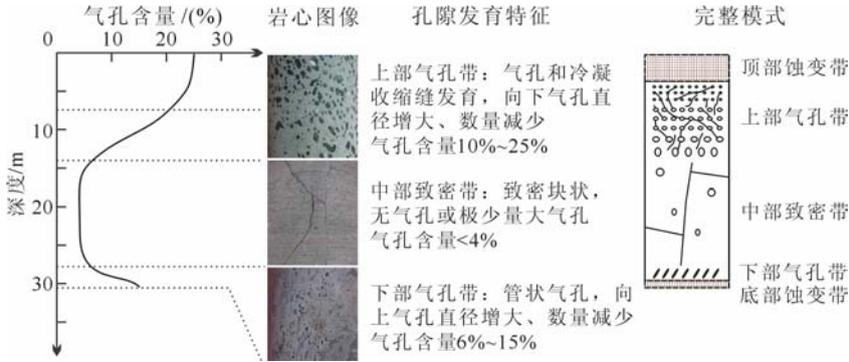


图1 松辽盆地营城组玄武岩流动单元分带地质模式
Fig.1 Schematic vertical zonation model of lava flow unit of the Cretaceous subaerial basalt in Songliao Basin

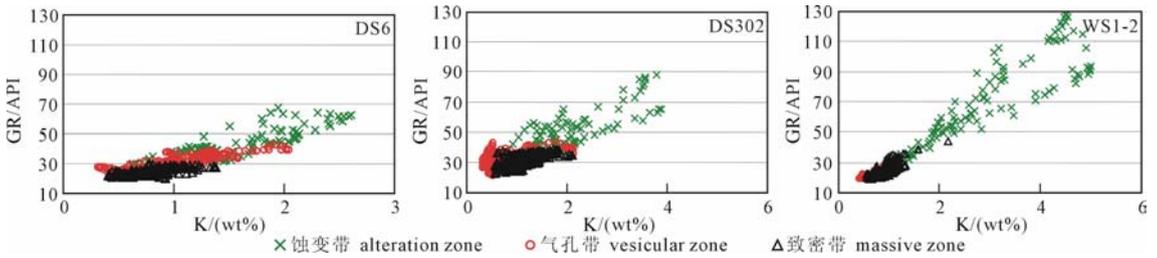


图2 流动单元分带 GR-K 交会图
Fig.2 Cross-plot of natural gamma versus potassium value (obtained by natural gamma-ray spectral log) for distinguishing different zones of lava flow unit

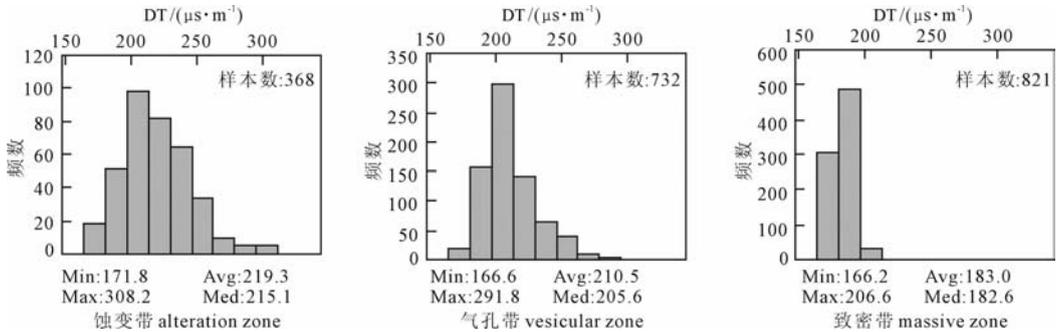


图5 流动单元各分带声波时差分布图
Fig.5 Histogram and statistical values of acoustic log for the differentiation of alteration, vesicular and massive zone

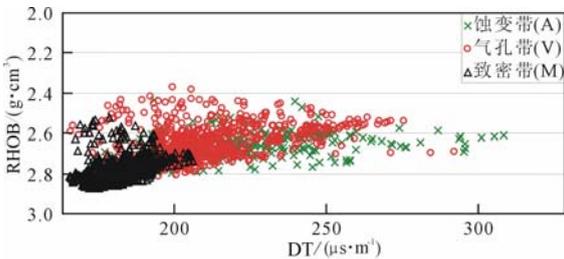


图4 流动单元分带 DT-RHOB 交会图
Fig.4 Cross-plot of DT versus RHOB for distinguishing different zones of lava flow unit

200 Ωm ; 其中, 蚀变带电阻率平均值为 67 Ωm , 气孔带为 150 Ωm , 致密带为 224 Ωm . 在所含流体性质一致的情况下, 电阻率大小依次为致密带 > 气孔带 > 蚀变带, 如 DS6 井整体含气, 具有统一的流体性质, 三个分带的电阻率差异明显; 相反地, DS302 井玄武岩上部地层含气、下部地层为干层, 含气井段电阻率整体高于干层井段, 从而造成全井数据分析时电阻率区分较差(图6).

3.2.5 中子孔隙度

中子孔隙度指示岩层含氢指数(或含氢量), 氢对于中子具有减速作用; 因此, 高中子孔隙度所反映

征, 且曲线平缓、变化幅度小(图3). 研究区玄武岩电阻率分布范围为 10~2000 Ωm , 主要介于 30~

的高含氢量对应于低中子通量. 流动单元内部, 中子孔隙度由致密带向顶部蚀变带呈递增的趋势(图 3). 原因在于, 孔隙和裂缝发育带以及蚀变带具有较高含量的孔隙水和含水粘土矿物, 对中子通量的减少尤为明显, 指示为相对较高的含氢指数, 即具有高 中子孔隙度. 区内玄武岩中子孔隙度分布范围为 14.2%~33.7%, 蚀变带中子孔隙度平均值为 20.8%, 气孔带为 20.0%, 致密带为 16.8%, 蚀变带与气孔带差异不大, 而致密带中子孔隙度显著低于前两者, 这也反映了它们之间在储集物性上的差异.

4 喷发单元测井响应模式

4.1 界面类型及识别特征

喷发单元内部的流动单元之间为连续或准连续喷发, 间歇时间极短, 因而无明显间断面. 不同喷发单元之间间隔时间稍长, 形成短期间断面, 以顶部发育蚀变带为特征. 在更长的火山喷发间歇期内, 顶部蚀变带进一步遭受风化, 其残积物发生再次沉积并

充填于熔岩流顶部裂隙之中, 形成风化带; 在远源相带(低洼部位), 进一步接受长时期沉积则会形成泥岩或砂泥岩互层等沉积夹层. 此外, 同源火山活动初期爆发作用以及异源火山爆发异地降落沉积所形成的凝灰岩层, 厚度可达数米至数十米, 亦可作为喷发单元划分的标志界面.

蚀变带、风化带、沉积夹层和凝灰岩层作为本区玄武岩喷发单元划分的主要地质界面, 各自具有典型的测井响应特征, 可以通过相应的测井交会图进行区分.

与喷发单元内部玄武岩相比, 4 类界面都具有高自然伽马、高声波时差和低电阻率的测井响应特征(表 2). 蚀变带自然伽马通常不超过 100API; 风化带略高于蚀变带, 而泥岩夹层和凝灰岩层自然伽马最高、达 100~150API. 风化带密度最大, 蚀变带次之, 泥岩第三, 凝灰岩层密度最小. 声波时差和电阻率区分相对不明显, 其中, 蚀变带声波时差和电阻率分布范围大, 凝灰岩电阻率最小、通常为 10 Ωm 左右.

表 2 喷发单元界面类型及其测井特征

Table 2 Statistical logging values of four types of interface between two adjacent eruption units

地质界面	K(wt%)		Th(mg/L)		U(mg/L)		GR(API)		LLD(Ωm)		DT($\mu\text{s}/\text{m}$)		RHOB(g/cm^3)		NPHI(%)		N
	平均值	中值	平均值	中值	平均值	中值	平均值	中值	平均值	中值	平均值	中值	平均值	中值	平均值	中值	
蚀变带	1.87	1.64	3.05	2.82	1.13	1.00	46.4	41.9	74.3	38.7	221.3	216.4	2.66	2.66	22.41	21.83	296
风化带	3.05	2.89	6.15	5.57	1.96	1.92	78.7	73.3	34.3	27.6	211.5	209.2	2.71	2.71	16.02	15.15	74
泥岩夹层	3.70	3.65	14.87	15.12	5.42	5.35	136.3	133.3	28.0	28.5	240.3	242.0	2.58	2.58	12.1	12.3	40
凝灰岩层	2.50	2.48	17.95	17.59	3.56	3.37	129.7	126.1	14.3	14.3	228.2	226.2	2.48	2.49	13.4	12.1	69

玄武岩中 Th、U 含量主要由原始岩浆作用过程决定, 蚀变带和风化带与原岩关系密切, 其 Th 和 U 含量通常较低, 相比而言, 风化带 Th 含量更高, 由于 Th 的携带矿物独居石和锆石具有抗蚀残积特性, Th 经风化作用释放后暂时性溶解、迅速被粘土矿物吸附并水解为含水氧化物 $\text{Th}(\text{OH})_4$. 凝灰岩和泥岩具有较高的 Th、U 含量, 凝灰岩 Th 含量最高(>14 mg/L), 泥岩 U 含量最高(>4 mg/L). 本区蚀变带和风化带与泥岩、凝灰岩夹层 Th 含量的界线值约为 12 mg/L, 利用 Th-U 交会图可以将两类不同来源性质的界面区分开(图 7a). 此外, K-Th/U 交会图对泥岩和凝灰岩区分效果明显(图 7b), 而 Th-U 交会图对于同源岩浆形成的蚀变带和风化带具有较好的区分度, 蚀变带与风化带存在叠合区, 这也进一步验证了风化带是在蚀变带基础上进一步接受风化残积物充填(Th 含量增加)(图 7c).

此外, 还可以依据测井曲线形态对 4 类喷发单元界面加以区分. 蚀变带和风化带通常呈中-高幅齿形曲线光滑; 凝灰岩齿化明显, 多呈指状一箱形组合; 泥岩自然伽马呈中-低幅微齿曲线近平直, 深侧向电阻率呈低幅曲线光滑近平直.

4.2 喷发单元测井响应模式

流动单元各分带由于孔隙度、裂缝发育和蚀变程度等地质因素的差异, 在纵向上呈现渐进式变化, 即由致密带→气孔带→蚀变带, 蚀变程度增加(粘土矿物含量增加进而引起 K 含量和含水性/含氢量增加、骨架密度较小), 孔隙度和裂缝发育程度增大, 其结果表现为: 分别向流动单元顶部和底部, 自然伽马、声波时差和中子孔隙度增大, 而密度和电阻率递减(图 8).

单个流体单元组成的喷发单元厚度相对较大(通常大于 10 m), 内部分带明显(图 8). 顶部蚀变带

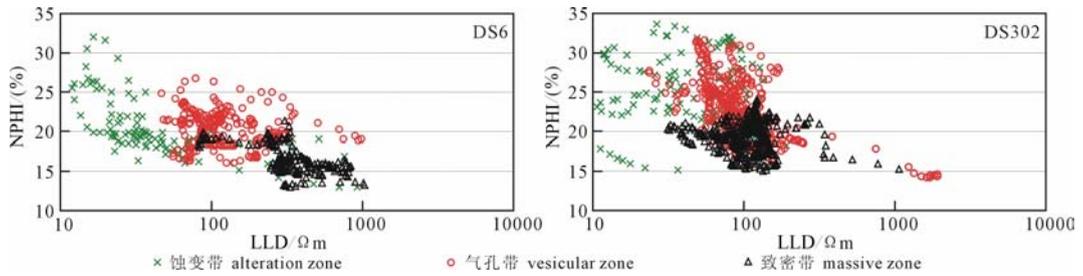


图 6 流动单元分带 LLD—NPHI 交会图

Fig. 6 Cross-plot of LLD versus NPHI for distinguishing different zones of lava flow unit

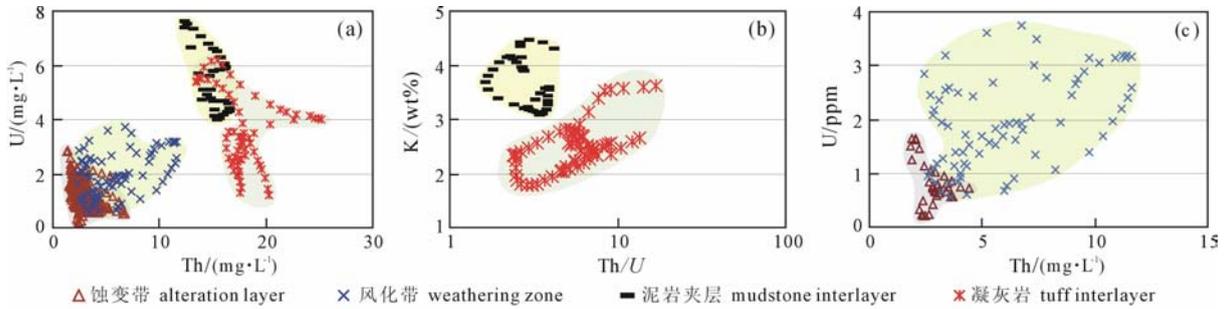


图 7 喷发单元界面自然伽马能谱交会图

(a) 4 类界面 Th-U 交会图; (b) 泥岩与凝灰岩 Th/U-K 交会图; (c) 蚀变带和风化带 Th-U 交会图.

Fig. 7 Cross-plot of U, Th and K value from natural gamma-ray spectral log for differentiating interfaces between eruption units

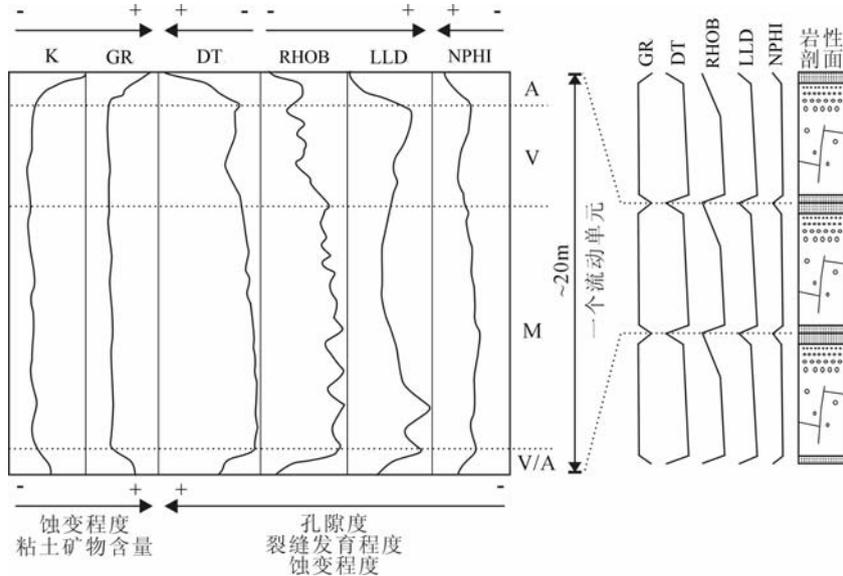


图 8 玄武岩流动单元测井响应模式图

A—蚀变带; V—气孔带; M—致密带.

Fig. 8 Log response model of single basaltic lava flow unit

厚 1~5 m, 呈现高伽马、高声波时差、高中子和低阻、低密度的特征. 气孔带自然伽马通常无变化, 声波时差和中子孔隙度略有增加, 密度和电阻率呈缓慢降低趋势. 中部致密带各条曲线均无明显变化, 除自然伽马外, 其他曲线可能会因发育的节理缝和构造缝而略有起伏(如密度和电阻率变化幅度稍大).

底部气孔带如果发育, 则通常都具有蚀变特征, 其测井响应同顶部蚀变带, 厚度一般不超过 1 m.

多个流动单元构成一个喷发单元时, 其内部测井曲线以流动单元为基本单位呈韵律性变化, 反映孔隙、裂缝和蚀变发育程度和差异性在熔岩流内部的渐进式和周期性变化. 通常只有位于喷发单元界

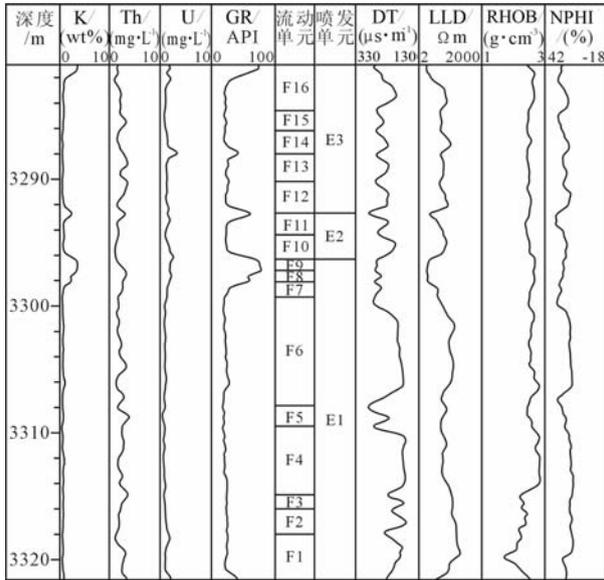


图9 多个流动单元组成的喷发单元测井划分图

Fig. 9 Division of eruption units and their interior flow units by log responses

面处的熔岩顶/底面发生强烈蚀变,并伴有 K 含量(有时包括 Th、U)含量的显著增大,自然伽马大幅度升高,在界面处达到峰值(图 9)。尽管流动单元 F13 与 F14 之间自然伽马也有增加,但是其变化幅度相比喷发单元界面而言要小很多,而且主要与 U 含量升高有关,故认为是由于岩浆分异结晶作用的结果。

因此,在钻井玄武岩地层划分时,可以按喷发单元→流动单元→相带依次进行。首先,依据自然伽马显著升高的岩层为界面划分不同喷发单元,并进一步通过 K、Th 和 U 含量分析界面类型,确定喷发间断时限。其次,声波时差可作为流动单元识别的有效依据,声波时差曲线总体上呈中低幅齿形、箱形,峰值处为流动单元界面,单个“齿形、箱形”曲线体对应于一个独立的流动单元,密度、电阻率和中子孔隙度曲线变化可作为辅助依据。根据声波时差曲线变化特征和数值分布范围,进一步判别蚀变带、气孔带和致密带。

5 讨论

5.1 蚀变带高 K 含量的来源

蚀变带所具有的高自然伽马特征,主要由 K 含量显著增大引起,而其 Th、U 含量并无明显变化,因而有别于源于风化淋滤和残积充填的 K、Th、U 含量同时增加所引起的自然伽马值升高。

低温蚀变造成 K 在顶部孔隙发育带富集,是导致 K 含量增加的最主要因素^[21]。熔岩流顶部发育富含气孔和冷凝收缩裂隙的玻璃质表壳,有利于富 K 流体的循环并发生低温蚀变,形成含 K 粘土矿物(蒙脱石、皂石和绿鳞石),充填于孔隙和裂缝之中,形成 K 含量局部富集带。K 含量随气孔和裂隙发育程度增加而呈递增趋势,至顶部孔隙最发育处达到最大值,形成蚀变带自然伽马“单峰状”的曲线形态特征。

此外,受钠长石化作用影响,本区玄武岩原生孔隙发育带以纯净钠长石(mole% > 98%)为主,缺少中基性斜长石。中基性斜长石中 K₂O 含量为 0.3%~0.6%,而钠长石中 K₂O 含量小于 0.05%,因而在中基性斜长石向钠长石转化过程中释放出的 K 会进一步吸附在粘土矿物中,从而造成 K 含量局部富集、自然伽马值增大。

5.2 玄武岩流动单元划分的储层意义

5.2.1 流动单元控制储层物性

尽管玄武岩发育的原生气孔中都不同程度地被蚀变矿物和热液流体所充填,其储层孔隙度和渗透率仍与气孔含量呈正相关^[7,34],因而寻找玄武岩有效储层重点在于识别原生孔隙发育带。流动单元分带性决定了气孔、裂缝和蚀变作用的纵向分布,进而控制玄武岩储层纵向储集性能变化。蚀变带和气孔带原生气孔和裂隙发育,属于孔隙-裂缝型优质储层,孔隙充填的粘土矿物遇水膨胀,产生大量微裂缝,可以进一步改善储层渗透性,良好的孔缝连通性使其易于形成有效储层。流动单元内部致密带仅发育极少量孤立气孔和高角度裂缝,储集性能相对较差。

单个流动单元构成的单一熔岩流厚度通常较大(20 m 左右),其内部气孔性总是不及由多个薄层流动单元叠合形成的复合熔岩流,因而后者储集性能相对更好。此外,远源相几乎都是单一熔岩流,而且岩浆脱气程度随相对火山口距离增加而递增,其结果导致气孔含量降低、气孔带厚度减小,这也是远源相储层较差的一个主要原因。

5.2.2 喷发单元控制流体循环

熔岩流在平面上的延续性使其具备类似于碎屑岩储层流动单元的层状储层介质特征。位于喷发单元下部流动单元的致密带可以作为其下伏岩层的渗透率隔挡层,孔渗发育带构成有效储层,喷发单元顶部在较大尺度范围内发育喷发不整合界面,构成流体大范围横向运移的有利通道,从而流体循环被控

制在一个喷发单元的范围内,并形成相应独立的对流单元(即储层流动单元)。

6 结 论

(1)流动单元是玄武岩地层的基本构成单元,依据测井响应特征将玄武岩流动单元划分 3 个相带——蚀变带、气孔带和致密带,蚀变带以具有高自然伽马值而区别于气孔带和致密带;3 个相带的声波时差差异显著,是相带划分的首要测井依据,蚀变带声波时差值最大,主要为 196.7~245.9 $\mu\text{s}/\text{m}$,气孔带声波时差值多数为 196.7~213.1 $\mu\text{s}/\text{m}$,致密带声波时差最低、集中分布在 163.9~196.7 $\mu\text{s}/\text{m}$ 。

(2)一个或多个流动单元组成喷发单元,喷发单元之间具有明显喷发间断,发育蚀变带、风化带、沉积夹层和凝灰岩层等 4 类界面,共同特征是 K 含量高并具有相应的高自然伽马值,利用 Th、U 含量的差异进一步对 4 类界面进行了区分。

(3)玄武岩流动单元分带性主要体现在孔隙度、裂缝发育和蚀变程度在纵向上呈现渐进式变化,即由致密带→气孔带→蚀变带,蚀变程度增加,孔隙度和裂缝发育程度增大,其测井响应表现为分别向流动单元顶部和底部,自然伽马、声波时差和中子孔隙度增大,而密度和电阻率递减。据此建立了玄武岩流动单元的测井响应模式,根据各项测井曲线的变化趋势可实现玄武岩地层和相带的划分。由于流动单元的不同分带间的物性变化是一个渐变过程,同时考虑到同一地区不同火山口喷出物在物质成分上的差异,3 个相带的各项测井数值分布不可避免存在重叠区域,目前尚无法实现对不同相带的量化、精确区分。

(4)流动单元内部分带性控制着玄武岩有效储层的空间分布,单个流动单元可视为一个独立的储层单元,具有高声波时差、高中子孔隙度和低电阻率、低补偿密度的气孔带是构成有效储层的主体。

参考文献(References)

[1] Schutter S R. Occurrences of hydrocarbons in and around igneous rocks. In: Petford N and McCaffrey K J W (eds.). *Hydrocarbons in Crystalline Rocks. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, 2003, **214**: 35~68

[2] 刘嘉麒, 孟凡超, 崔岩等. 试论火山岩油气藏成藏机理. 岩石学报, 2010, **26**(1): 1~13

Liu J Q, Meng F C, Cui Y, et al. Discussion on the formation mechanism of volcanic oil and gas reservoirs. *Acta*

Petrologica Sinica (in Chinese), 2010, **26**(1): 1~13

[3] 代诗华, 罗兴平, 王军等. 火山岩储集层测井响应与解释方法. 新疆石油地质, 1998, **19**(6): 465~469

Dai S H, Luo X P, Wang J, et al. Logging response and interpreting methods of volcanic reservoirs. *Xinjiang Petroleum Geology* (in Chinese), 1998, **19**(6): 465~496

[4] 李宁, 乔德新, 李庆峰等. 火山岩测井解释理论与应用. 石油勘探与开发, 2009, **36**(6): 683~692

Li N, Qiao D X, Li Q F, et al. Theory on logging interpretation of igneous rocks and its application. *Petroleum Exploration and Development* (in Chinese), 2009, **36**(6): 683~692

[5] 王璞珺, 迟元林, 刘万洙等. 松辽盆地火山岩相: 类型、特征和储层意义. 吉林大学学报(地球科学版), 2003, **33**(4): 449~456

Wang P J, Chi Y L, Liu W Z et al. Volcanic facies of Songliao Basin: Classification, characteristics and reservoir significance. *J. Jilin University (Earth Science Edition)*, 2003, **33**(4): 449~456

[6] 冯子辉, 邵红梅, 童英. 松辽盆地庆深气田深层火山岩储层储集性控制因素研究. 地质学报, 2008, **82**(6): 760~768

Feng Z H, Shao H M, Tong Y. Controlling factors of volcanic gas reservoir property in Qingshen Gas Field, Songliao Basin. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 2008, **82**(6): 760~768

[7] 黄玉龙, 王璞珺, 舒萍等. 松辽盆地营城组中性火山岩储层特征及成储机理. 岩石学报, 2010, **26**(1): 82~92

Huang Y L, Wang P J, Shu P, et al. Characteristics and formation mechanism of the Cretaceous intermediate and mafic volcanic reservoirs in Songliao Basin, NE China. *Acta Petrologica Sinica* (in Chinese), 2010, **26**(1): 82~92

[8] 刘万洙, 黄玉龙, 庞彦明等. 松辽盆地营城组中性火山岩成岩作用: 矿物晶出序列、杏仁体充填和储层效应. 岩石学报, 2010, **26**(1): 158~164

Liu W Z, Huang Y L, Pang Y M, et al. Diagenesis of intermediate and mafic volcanic rocks of Yingcheng Formation (K1y) in the Songliao Basin: Sequential crystallization, amygdale filling and reservoir effect. *Acta Petrologica Sinica* (in Chinese), 2010, **26**(1): 158~164

[9] 王拥军, 冉启全, 童敏等. ECS 测井在火山岩岩性识别中的应用. 国外测井技术, 2006, **21**(1): 13~16

Wang Y J, Ran Q Q, Tong M, et al. Application of CS well logging in volcanic lithologic discrimination. *World Well Logging Technology* (in Chinese), 2006, **21**(1): 13~16

[10] 潘保芝, 李舟波, 付有升等. 测井资料在松辽盆地火成岩岩性识别和储层评价中的应用. 石油物探, 2009, **48**(1): 48~51

Pan B Z, Li Z B, Fu Y S, et al. Application of logging data in lithology identification and reservoir evaluation of igneous rock in Songliao basin. *Geophysical Prospecting for Petroleum* (in Chinese), 2009, **48**(1): 48~51

[11] 邓攀, 陈孟晋, 高哲荣等. 火山岩储层构造裂缝的测井识

- 别及解释. 石油学报, 2002, **23**(6): 32~36
- Deng P, Chen M J, Gao Z R, et al. Log response and explanation of structural fractures in volcanic rock reservoir. *Acta Petrolei Sinica* (in Chinese), 2002, **23**(6): 32~36
- [12] 郑雷清, 郑佳奎, 陈文安等. 牛东地区火山岩储层裂缝测井评价. 吐哈油气, 2008, **13**(3): 241~244
- Zheng L Q, Zheng J K, Chen W A et al. Logging evaluation of reservoir fracture of volcanic rock in Niudong. *Tuha Oil & Gas* (in Chinese), 2008, **13**(3): 241~244
- [13] 张莹, 潘保芝, 印长海等. 成像测井图像在火山岩岩性识别中的应用. 石油物探, 2007, **46**(3): 288~293
- Zhang Y, Pan B Z, Yin C H et al. Application of imaging logging maps in lithologic identification of volcanics. *Geophysical Prospecting for Petroleum* (in Chinese), 2007, **46**(3): 288~293
- [14] 王满, 薛林福, 潘保芝. FMI 图像纹理统计方法识别火成岩岩性. 测井技术, 2009, **33**(2): 110~114
- Wang M, Xue L F, Pan B Z. Lithology identification of igneous rock using FMI texture analysis. *Well Logging Technology* (in Chinese), 2009, **33**(2): 110~114
- [15] 王薇, 李红娟, 杨学峰. 徐深气田火山岩储层岩性与流体性质测井识别研究. 国外测井技术, 2006, **21**(1): 6~9
- Wang W, Li H J, Yang X F. Research on discrimination of the lithology and fluid property of volcanic reservoirs in Xushen Gas Field through well logging. *World Well Logging Technology* (in Chinese), 2006, **21**(1): 6~9
- [16] 张丽华, 潘保芝, 单刚义等. 火山岩储层流体性质识别. 石油地球物理勘探, 2008, **43**(6): 728~730
- Zhang L H, Pan B Z, Shan G Y et al. Method for identifying fluid property in volcanic reservoir. *OGP* (in Chinese), 2008, **43**(6): 728~730
- [17] 邓刚. 应用测井资料识别火山岩储层流体性质的方法. 大庆石油地质与开发, 2009, **28**(6): 308~310
- Deng G. A valid interpretation method with logging for fluid property identification in volcanic reservoir. *Petroleum Geology and Oilfield Development in Daqing* (in Chinese), 2009, **28**(6): 308~310
- [18] Aubele J C, Crumpler L S, Elston W E. Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1988, **35**(4): 349~374
- [19] Walker GPL. Basaltic-volcano systems. In: Prichard HM, Alabaster T, Harris NBW and Neary CR (eds.). Magmatic Processes and Plate Tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, 1993, 76:3~38
- [20] 董冬, 杨申镛. 陆上中基性熔岩流单元剖面结构相模式初探. 地质论评, 1993, **39**(1): 9~16
- Dong D, Yang S B. Vertical facies structure models of subaerial basic and intermediate-basic lava flow units. *Geological Review* (in Chinese), 1993, **39**(1): 9~16
- [21] Planke S. Geophysical response of flood basalts from analysis of wire line logs: Ocean Drilling Program Site 642, Voring volcanic margin. *Journal of Geophysical Research*, 1994, **99**(B5): 9279~9296
- [22] Planke S, Cerney B, Bucker C J, et al. Alteration effects on petrophysical properties of subaerial flood basalts: Site 990, southeast Greenland margin. In: Larsen H C, Duncan R A, Allan J F, et al. ed. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1999, **163**: 17~28
- [23] Cerney B, Carlson R L. The effect of cracks on the seismic velocities of basalt from Site 990, southeast Greenland margin. In: Larsen H C, Duncan R A, Allan J F, et al. ed. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1999, **163**:29~35
- [24] Nelson C E, Jerram D A, Hobbs R W. Flood basalt facies from borehole data: implications for prospectivity and volcanology in volcanic rifted margins. *Petroleum Geoscience*, 2009, **15**(4): 313~324
- [25] Bartezko A, Pezard P, Goldberg D, et al. Volcanic stratigraphy of DSDP ODP Hole 395A: An interpretation using well-logging data. *Marine Geophysical Researches*, 2001, **22**(2): 111~127
- [26] Delius H, Brewer T S, Harvey P K. Evidence for textural and alteration changes in basaltic lava flows using variations in rock magnetic properties (ODP Leg 183). *Tectonophysics*, 2003, **371**(1): 111~140
- [27] Helm-Clark C M, Rodgers D W, Smith R P. Borehole geophysical techniques to define stratigraphy, alteration and aquifers in basalt. *Journal of Applied Geophysics*, 2004, **55**(1~2): 3~38
- [28] Boldreel L O. Wire-line log-based stratigraphy of flood basalts from the Lopre-1/1A well, Faroe Islands. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 2006, **9**: 7~22
- [29] Nichols R L. Flow-units in basalt. *The Journal of Geology*, 1936, **44**(5): 617~630
- [30] Pritchard R G. Alteration of basalts from Deep Sea Drilling Project Legs 51, 52 and 53, holes 417A and 418A. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1980, 51~53:1185~1200
- [31] Humphris S E, Thompson R N, Marriner G F. The mineralogy and geochemistry of basalt weathering, holes 417A and 418A. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1980, 51~53:1201~1218
- [32] Burwash R A, Cavell P A. Uranium-Thorium enrichment in alkali olivine basalt magma—Simpson Islands dyke, Northwest Territories Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* **66**: 243~250
- [33] Dupuy C, Dostal J. Uranium and thorium in Paleozoic basalts of Nova Scotia (Canada). *Bull. Volcanol.*, 1983, **46**(2):125~133
- [34] 董冬. 火山岩储层中的一种重要储集空间——气孔. 石油勘探与开发, 1991, (1): 89~92
- Dong D. An important reservoir space in igneous oil reservoir rocks: Gas pores. *Petroleum Exploration and Development* (in Chinese), 1991, (1): 89~92