

文章编号: 0253-9985(2009)01-0059-09

塔里木盆地塔中—巴楚地区侵入体温度场演化特征及其与油气储层的关系

聂保锋¹, 于炳松¹, 刘永顺², 许哲平¹, 阳效法³, 杨永恒³

(1 中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083;

2 首都师范大学 资源环境与旅游学院, 北京 100037; 3 中国地质大学 能源学院, 北京 100083)

摘要: 通过对塔中—巴楚地区奥陶系钻遇侵入体的岩石学、地球化学分析以及数值模拟等的详细研究, 探讨了其热效应及对碳酸盐岩储层发育的影响。研究发现, 塔中—巴楚地区碳酸盐岩中的层状侵入体为紫苏辉长岩和辉绿岩, 紫苏辉长岩主要矿物有拉长石和紫苏辉石, 副矿物有磷灰石等, 辉绿岩主要矿物组合以单斜辉石和基性斜长石为主。地球化学分析表明, 辉长岩的 SiO_2 含量介于 44.58%~45.39%, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 含量为 3.91%~4.67%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 含量比为 2.16~4.23, 属碱性系列; 稀土元素配分模式属轻稀土元素富集型, La_N/Yb_N 比值为 5.010~5.980, 铕异常参数 δEu 值为 0.910~1.002, Eu 负异常很弱甚至没有 Eu 异常。塔中—巴楚地区层状侵入体热能传输理论模型与计算表明, 层状侵入体温度的影响范围是有限的, 侵入体对碳酸盐岩储层的热影响范围与其厚度密切相关, 厚度越大影响范围越大。

关键词: 紫苏辉长岩; 辉绿岩; 热能传输模拟; 储层; 塔中—巴楚地区; 塔里木盆地

中图分类号: TE122.2 文献标识码: A

Relation between the evolution of temperature field of intrusions and the development of carbonate reservoirs in Tazhong-Bachu area, the Tarim Basin

Nie Baofeng¹, Yu Bingsong¹, Liu Yongshun², Xu Zheping¹, Yang Xiaofa³, Yang Yongheng³

(1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2. College of Resources, Environment and Tourism, Capital Normal University, Beijing 100037, China;

3. School of Energy Resources, Chinese University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: Through microscopic identification, geochemical analysis and numerical simulation of the intrusions penetrated in the Tazhong-Bachu area, the paper discusses their thermal effect and influences upon the development of carbonate reservoirs. The study indicates that the layered intrusions in the carbonate reservoirs in the area are mainly of hypersthene gabbro and dolerite. The former has labradorite and hyperite as the host minerals and apatite as the accessory mineral, while the later has a host mineral assemblage consisting mainly of clinopyroxene and basic plagioclase. Geochemical analysis shows that the gabbro from Well He-3 and He-4 belongs to alkaline series, with $w(\text{SiO}_2)$ of 44.58%-45.39%, $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ of 3.91%-4.67%, and $w(\text{Na}_2\text{O})/w(\text{K}_2\text{O})$ of 2.16%-4.23%. Its partitioning pattern of REE is of LREE enrichment type, with La_N/Yb_N ranging from 5.010 to 5.980, and δEu from 0.910 to 1.002, with very weak or even no negative Eu anomaly. The equation of heat conduction was used to calculate temperature profiles adjacent to the thin layered intrusions during the cooling processes. The result points out that these intrusions have limited range of thermal effect, which is closely related to the thickness of intrusions; the thicker, the bigger.

Key words: hypersthene gabbro; dolerite; heat conductive modeling; reservoir; Tazhong-Bachu area; Tarim Basin

收稿日期: 2008-12-17.

第一作者简介: 聂保锋(1980—), 男, 博士研究生, 含油气盆地沉积学研究。

基金项目: 国家重点基础研究发展规划(973)项目(2005CB422103, 2006CB202302); 国家自然科学基金项目(40672079)。

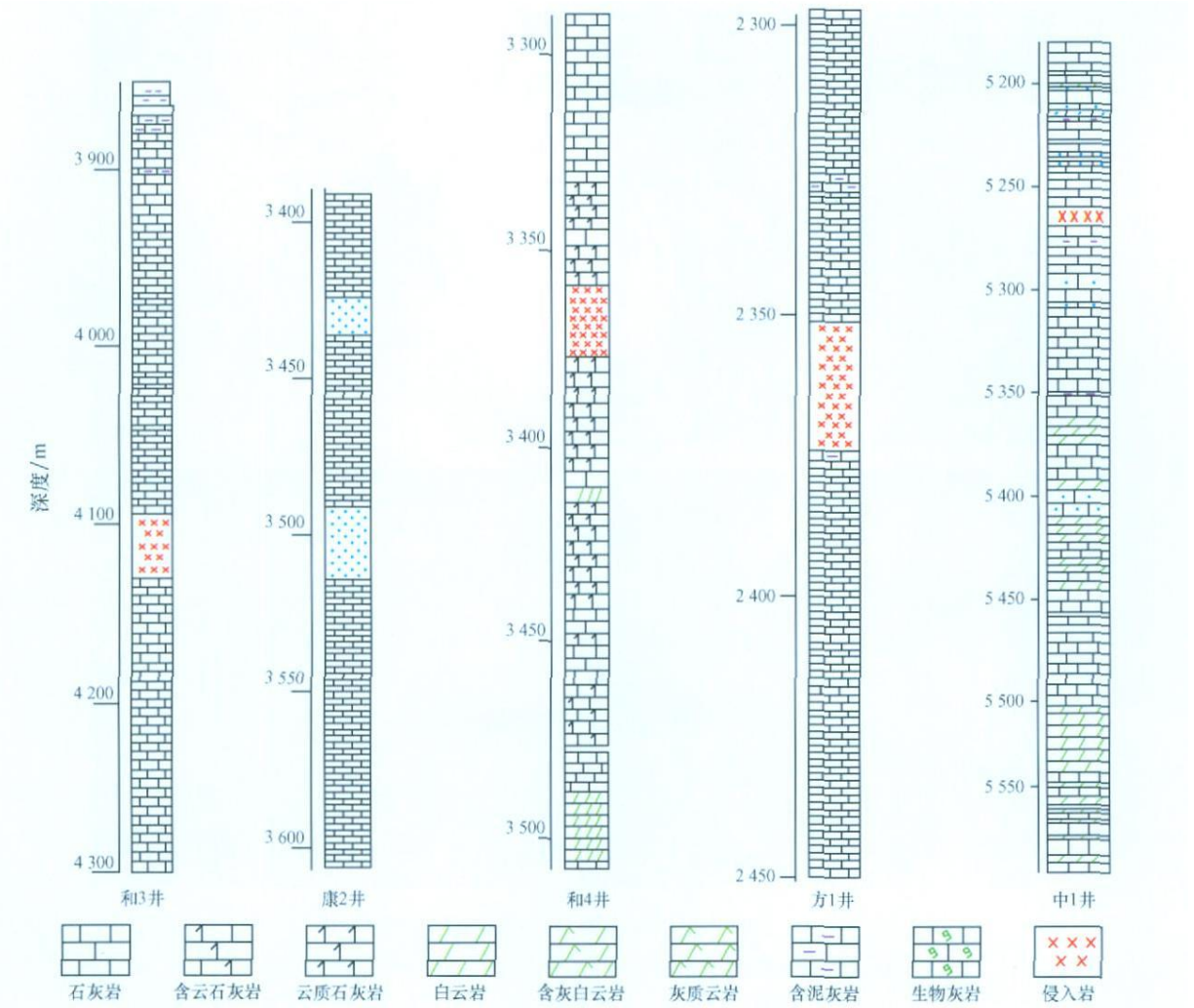


图 2 塔中—巴楚地区钻井中的侵入体分布

Fig. 2 Distribution of intrusions penetrated in the Tazhong-Bachu area

巴楚地区侵入体特征以及对围岩的热作用机制进行了深入的研究和探讨。

2 侵入体岩石学和地球化学特征

2.1 岩相学特征

塔里木盆地中央隆起带(以巴楚地区为主)普遍发育侵入体, 岩性主要为辉绿岩和紫苏辉长岩, 它们侵入于奥陶纪地层中, 为二叠纪岩浆作用的产物^[23]。侵入体呈层状产出, 厚度为 10~30 m; 岩石呈灰黑、灰黑绿色; 辉绿岩大多具有典型的辉绿结构, 部分出现辉绿—辉长结构。岩石主要矿物组合以单斜辉石和基性斜长石为主, 副矿物包括钛铁矿、磷灰石等, 岩石没有显著的蚀变。辉长岩呈灰黑色—灰绿色, 具辉长结构; 矿物主要为

拉长石、紫苏辉石, 拉长石具聚片双晶、呈板状, 单偏光下紫苏辉石具淡红色多色性、呈粒状和板状; 微量矿物有钛铁矿、黑云母和磷灰石等(图 3)。辉石内多发育包裹体, 主要有气液包裹体和熔体包裹体。

2.2 地球化学特征

塔里木盆地巴楚地区紫苏辉长岩侵入体的 SiO₂ 含量为 44.58%~45.39%, TiO₂ 含量为 3.17%~3.89%, Al₂O₃ 含量为 13.29%~14.71%, MgO 含量为 4.53%~6.33%, K₂O+Na₂O 含量为 3.91%~4.67%, Na₂O/K₂O 含量比为 2.16~4.23。其中, K₂O 的含量稍低于 Na₂O 的含量(表 1)。按照 SiO₂—(Na₂O+K₂O)分类方案^[24], 紫苏辉长岩均属碱性系列(图 4)。

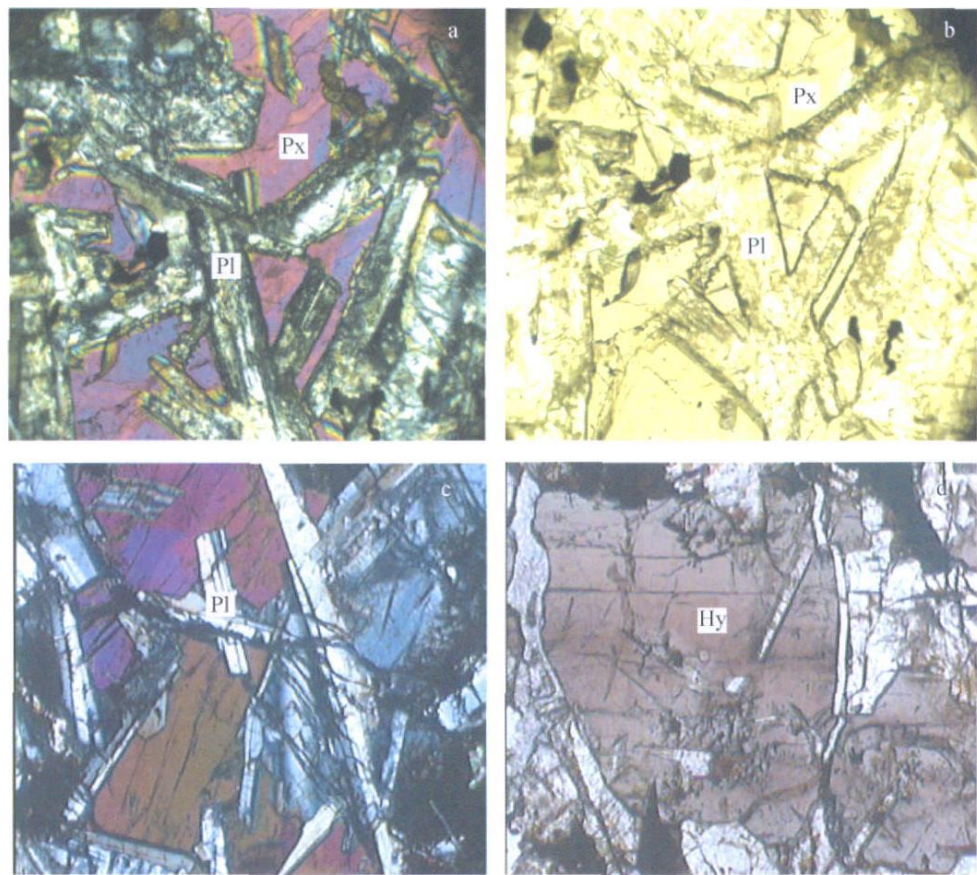


图 3 巴楚地区侵入体的岩相显微结构

Fig 3 Petrographic microstructure of the intrusions in the Bachu area

a 辉绿岩中的斜长石 (Pl) 和单斜辉石 (Px) (+), 正交偏光, 方 1 井, 2 358 10 m; b 辉绿岩辉绿结构(—), 单偏光, 方 1 井, 2 358 10 m; c 辉长岩辉长结构(+), 正交偏光, 和 3 井, 4 117 00 m; d 辉长岩中的紫苏辉石 (Hy)(—), 单偏光, 和 3 井, 4 117 00 m

表 1 巴楚地区辉长岩主量元素分析结果

Table 1 Major elements of gabbro in the Bachu area

样号	含量, %												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	FeO	TFe ₂ O ₃	总量	LOI
H3—C1	44.93	3.86	13.29	0.23	4.99	8.38	3.21	1.28	0.82	9.63	16.15	99.37	2.24
H3—C2	44.89	3.89	14.71	0.22	4.53	8.33	3.19	1.48	0.86	10.22	15.75	99.52	1.68
MA—118	45.39	3.17	13.93	0.18	5.93	8.58	3.34	0.79	0.68	12.82	13.85	99.91	4.07
MA—119	45.11	3.19	13.90	0.21	5.68	8.57	2.90	1.14	0.74	12.09	14.18	99.62	4.00
H4—1	45.10	3.50	14.62	0.20	6.16	9.54	2.81	1.10	0.75	11.34	14.40	100.44	2.26
H4—2	44.58	3.38	13.47	0.21	6.33	8.64	2.85	1.09	0.83	11.53	15.24	99.43	2.81

注: TFe₂O₃=Fe₂O₃+FeO; LOI 表示烧失量。

塔里木盆地巴楚地区紫苏辉长岩样品的稀土元素总量(ΣREE)在 $139.08\times 10^{-6}\sim 215.99\times 10^{-6}$ 范围内变化, $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ (N 表示球粒陨石标准化) 含量比为 $5.010\sim 5.980$, $\text{Ce}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ 含量比为 $4.540\sim$

5.314 , 说明轻(LREE)、重(HREE)稀土元素有一定的分异, 属轻稀土元素富集型。稀土元素配分模式如图 5 所示^[25], 表现为右倾的模式。 $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ 含量比为 $1.997\sim 2.190$, $\text{Gd}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N}$ 含量比为 $1.730\sim$

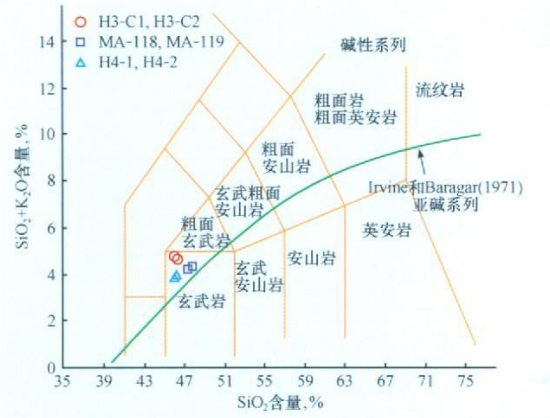


图 4 巴楚地区侵入的辉长岩的 $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 岩石分类图解

Fig 4 Diagram showing the $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ lithologic classification of gabbro in the Bachu area

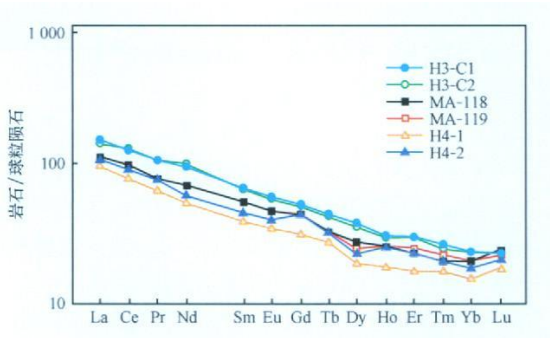


图 5 巴楚地区辉长岩稀土元素球粒陨石标准化分布模式

Fig 5 Chondrite normalized REE patterns of gabbro in the Bachu area
(岩石/球粒陨石为岩石和球粒陨石中的稀土元素含量比。)

2 208, 说明轻稀土元素之间以及重稀土元素之间也有一定的分馏。 δEu 值 $\left[\delta\text{Eu}=\frac{2\text{Eu}_\text{N}}{\text{Sm}_\text{N}+\text{Gd}_\text{N}}\right]$ 变化范围为 0.910~1.002, Eu 负异常很弱(δEu 值为铕异常

参数, 大于 1 为正异常, 小于 1 则为负异常^[29]); δCe 值 $\left[\delta\text{Ce}=\frac{2\text{Ce}_\text{N}}{\text{La}_\text{N}+\text{Pr}_\text{N}}\right]$ 变化范围为 1.000~1.060, 略具正 Ce 异常(δCe 值为铈异常参数, 大于 1 为正异常, 小于 1 则为负异常^[29])(表 2)。

表 2 巴楚地区侵入岩稀土元素分析结果

Table 2 Rare earth elements of gabbro in the Bachu area

样号	稀土元素含量, 10 ⁻⁶								
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
H3—C1	34.68	78.86	10.16	45.35	10.31	3.39	10.30	1.64	9.56
H3—C2	34.00	79.91	10.14	45.37	9.91	3.33	10.25	1.61	9.14
MA—118	26.03	59.72	7.38	32.84	8.20	2.66	8.74	1.19	7.07
MA—119	26.00	60.46	7.53	32.88	8.18	2.62	9.07	1.13	6.35
H4—1	22.65	51.81	6.13	27.28	6.69	2.27	7.11	1.15	5.58
H4—2	24.43	57.95	6.87	30.10	7.03	2.38	9.02	1.07	6.21

样号	稀土元素含量, 10 ⁻⁶							
	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	LREE	HREE
H3—C1	1.76	4.81	0.68	3.91	0.58	215.99	182.75	33.24
H3—C2	1.65	4.99	0.63	3.89	0.59	215.41	182.66	32.75
MA—118	1.40	3.69	0.53	3.38	0.60	163.43	136.83	26.60
MA—119	1.43	4.05	0.56	3.32	0.56	164.14	137.67	26.47
H4—1	1.15	3.30	0.50	2.95	0.51	139.08	116.83	22.25
H4—2	1.38	3.83	0.57	3.29	0.55	154.68	128.76	25.92

样号	LREE/HREE	δEu	δCe	La _N /Yb _N	La _N /Sm _N	Gd _N /Yb _N	Ce _N /Yb _N	Gd _N /Lu _N
H3—C1	5.50	0.996	1.000	5.980	2.116	2.126	5.217	2.208
H3—C2	5.58	1.002	1.026	5.893	2.158	2.126	5.314	2.160
MA—118	5.14	0.955	1.023	5.192	1.997	2.087	4.570	1.811
MA—119	5.20	0.926	1.028	5.280	1.999	2.205	4.710	2.014
H4—1	5.25	1.000	1.040	5.180	2.130	1.940	4.540	1.730
H4—2	4.97	0.910	1.060	5.010	2.190	2.210	4.560	2.040

3 层状侵入体热能传输理论模型与计算

岩浆侵入到沉积岩地层中, 究竟带来多少热量? 热量是怎样分布演化的? 对碳酸盐岩的储集物性有何影响? 这些问题在研究与深部热流体相关的各种地质作用过程中都会遇到。

为了评价层状侵入体区的热演化规律, 定量地研究侵入体的热扩散过程是非常必要的。侵入体热扩散过程可表示为时间、温度的函数^[27], 可用于预测温度场的变化。Jaeger 方程^[27] 可用于计算侵入体冷却过程中围岩的温度随时间的变化。

为了完成热演化计算, 需要一些简单的假设: ①围岩和侵入体的热传导和热扩散系数被认为是几乎一样的; ②侵入体被认为是瞬间定位, 围岩没有预热; ③岩浆结晶过程中的热量散失不可忽略, 但可以通过提高岩浆的初始温度来达到; ④火成岩和沉积岩的热力学性质设定为不随温度的变化而变化。所有的长度参数(侵入体厚度和任意点到侵入体的距离)和热学性质(热扩散系数和热传导系数)均用两个参数 τ 和 ϵ 表达^[27], 距离侵入体任意距离点的温度均可以用 τ 和 ϵ 的函数来表达。这为系统研究层状侵入体热扩散以及在围岩中的热演化过程提供了可能。Jaeger^[27] 方程为

$$T = T_0 \phi(\epsilon, \tau) \tag{1}$$

其中

$$\phi(\epsilon, \tau) = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erf} \frac{\epsilon + 1}{2\sqrt{\tau}} - \operatorname{erf} \frac{\epsilon - 1}{2\sqrt{\tau}} \right] \tag{2}$$

式中, T 为任意点的温度, $^{\circ}\text{C}$; T_0 为岩浆初始温度, $^{\circ}\text{C}$; erf 为误差函数, $\operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt$; x 为距侵入体中部的距离, m ; t 为侵入后的时间, a ; k 为围岩的热扩散系数, 沉积岩和火成岩为 $0.004 \sim 0.012 \text{ cm}^2/\text{s}$, 本次研究中取 $0.01 \text{ cm}^2/\text{s}$; d 为侵入体厚度的一半, m ; $\epsilon = x/d$; $\tau = kt/d^2$ 。

方程(1)和(2)联立可以用于计算在深埋条件下距离侵入体特定距离的温度:

$$\frac{T}{T_0} = \phi(\epsilon, \tau) = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erf} \frac{\epsilon + 1}{2\sqrt{\tau}} - \operatorname{erf} \frac{\epsilon - 1}{2\sqrt{\tau}} \right] \tag{3}$$

通过计算和测量, 方程中参数见表 3。计算过程中, 初始温度的确定十分重要。岩浆中晶体的

表 3 方程中的参数

Table 3 Parameters used in the calculations of heat conduction

自变量	数值	来源
k	$0.01 \text{ cm}^2/\text{s}$	文献[27]
T_0	$1\,000\text{ }^{\circ}\text{C}$	文献[28]
t	$1 \sim 100 \text{ a}$	
d	$5.00 \sim 14.85 \text{ m}$	实测岩心
x	$0.03 \sim 50.00 \text{ m}$	

析出会释放一定的热量^[27], 这些潜在的热量与没有晶体析出相比会增加岩浆的温度, 这一差值可通过提高侵入体的初始温度来近似。另外, 熔浆中水分的出熔会降低岩浆温度, 水分出熔的温度从一定程度上抵消了结晶过程中释放的热量。在这些样品中, 准确地确定水分的含量是比较困难的, 因此侵入体温度的确定也非常困难。根据前人研究成果^[28], 本文计算过程中采取侵入体初始温度为 $1\,000\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

利用上述方程对方 1 井和中 1 井侵入体进行了计算(计算所用软件为 DPlot 2.1.5.8)。因为温度的变化受控于时间, 时间值采用对数值(1 a, 10 a 和 100 a)。对于本区井中的侵入体, 厚度并不大, 一般冷却不会超过 100 a, 因此 100 a 后的温度没有计算。温度分布情况见图 6 和图 7。从图中可以看出, 侵入体温度的变化与其厚度密切相关, 侵入体厚度越大, 温度的影响范围越大。

4 讨论

侵入体和围岩的接触变质作用, 最重要就是存在大量物质交换。岩浆流体、地层水以及围岩中去挥发分作用产生的流体是重要的运移介质, 温度是这些物质交换的驱动力之一^[22]。模拟揭示, 侵入岩体温度的影响范围与其厚度有很大关系, 岩层越厚影响范围越大。此外, 深成侵入岩体富含挥发分, 携带的深部流体为超临界流体, 具有很强的溶解能力, 可与围岩发生强烈的流体-岩石相互作用。

研究认为在 $275 \sim 420\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度范围情况下, 方解石、白云石、菱镁矿在 $\text{CaCl}_2 - \text{MgCl}_2 - \text{CO}_2$ 水溶液中的稳定相关性随着温度变化方解石、白云石、菱镁矿之间可相互转化, 从而达到彼此相态的平衡(图 8)。因此, 在适当的条件下, 温度的变化可

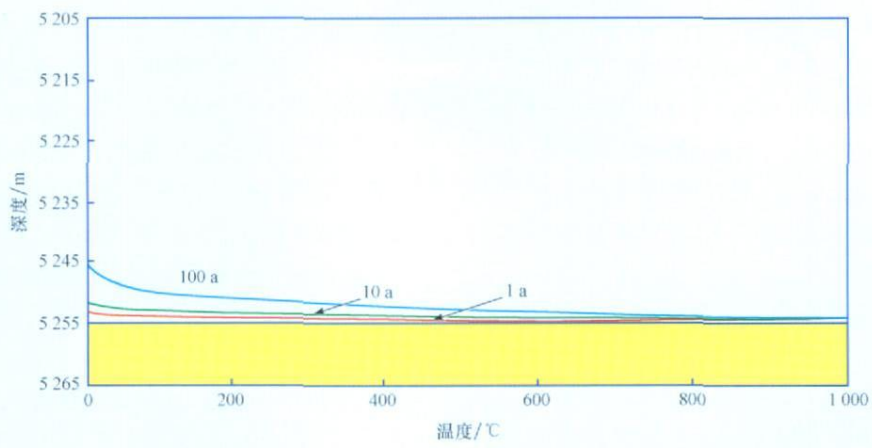


图 6 中 1 井侵入体温度-时间演化

Fig. 6 Calculated evolution of temperature with cooling time after the emplacement of intrusion in the Zhong-1 well

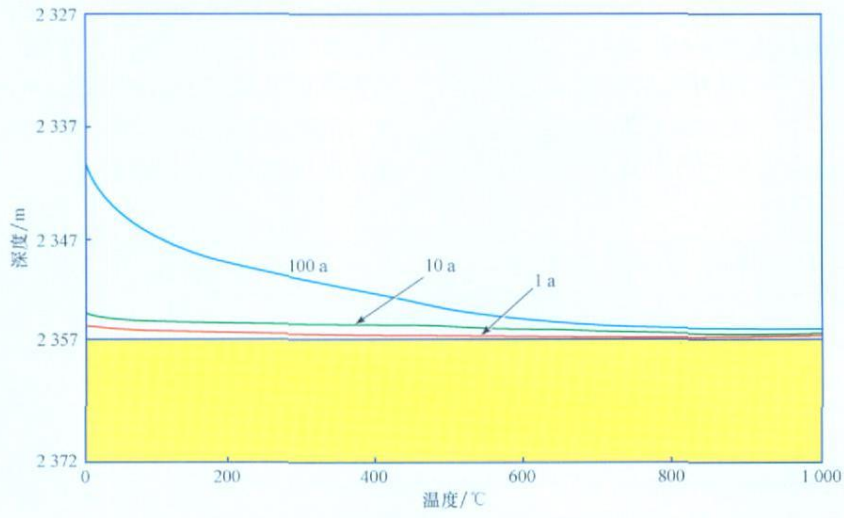


图 7 方 1 井侵入体温度-时间演化

Fig. 7 Calculated evolution of temperature with cooling time after the emplacement of intrusion in the Fang-1 well

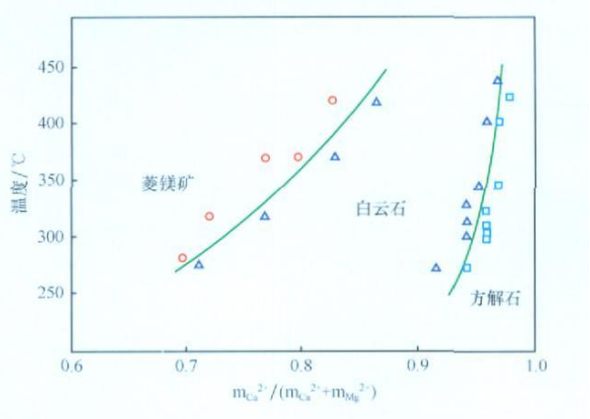
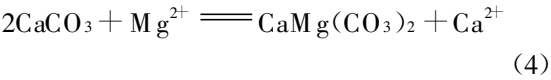


图 8 方解石-白云石-菱镁矿相平衡图解(275~420℃)^[29]
Fig 8 Phase equilibrium of calcite-dolomite-magnesite at temperatures between 275℃ and 420℃^[18]
($m_{Ca^{2+}}$ 和 $m_{Mg^{2+}}$ 表示钙离子和镁离子的摩尔数, mol.)

促使方解石向白云石的转变^[29]。同体积灰岩转化成同体积白云岩时,可增加 13% 的孔隙度,形成晶间孔、晶间溶孔等,从而改变碳酸盐岩的储集物性。灰岩白云岩化的实质是高温富 Mg^{2+} 成岩介质中的 Mg^{2+} 交代灰岩中的 Ca^{2+} ^[30],方解石、白云石间的平衡可用下列反应式表示:



塔里木盆地奥陶纪碳酸盐岩地层经过长期的压实和胶结作用,原生孔隙很难保存下来,储层的储集空间主要是裂缝和次生溶蚀孔隙,其分布具有较强的非均质性,次生溶蚀孔隙的发育主要受控于岩相和构造控制的多种流体溶蚀作用的叠加改造^[2, 5, 6, 8, 31, 32]。巴楚地区和 3 井中、下奥陶统

3 906 00~4 043 80 m 岩性主要为亮晶藻屑灰岩和泥晶灰岩,孔、缝普遍被沥青充填;岩心油斑荧光显示发育构造缝和缝合线,缝宽 0 01~0 03 mm,裂缝多为方解石充填;白云石沿缝合线分布,形成晶间孔,其次为粒内孔。塔中地区中 1 井奥陶纪有一层深灰色辉绿岩侵入,围岩为灰色微晶灰岩和灰色生屑灰岩。

对和 3 井和中 1 井实际测定的孔隙度和渗透率进行统计,结果如图 9 和图 10 所示。从数据资料可以看出,和 3 井 3 906 00~4 039 56 m 井段孔隙度和渗透率较好;孔隙度变化范围为 0 57%~7 23%,平均为 3 90%;渗透率变化范围为 $0\ 004\times 10^{-3}\sim 7\ 780\times 10^{-3}\ \mu\text{m}^2$ 。而临近辉长岩侵入体井段孔隙度变化范围为 0 45%~1 83%,平均为 1 14%;渗透率变化范围为 $0\ 001\times 10^{-3}\sim 3\ 010\times 10^{-3}\ \mu\text{m}^2$ 。中 1 井具有与其相似的规律,即在此侵入岩体上部的碳酸盐岩储层物性明显变好,而紧邻辉长岩的碳酸盐岩储集物性并不好。

Hutcheon等^[33]研究了碳酸盐岩在温度升高的情况下(175~182℃)岩石物理性质的变化,通过测试实验前后样品的孔隙度、渗透率以及孔隙分布情况来达到这一研究目的。研究表明,多数样品随温度升高出现高岭石和白云石反应产生蒙脱石,蒙脱石的多少和高岭石的含量密切相关。这一过程对低孔—低渗碳酸盐岩孔隙的大小和分布有重要影响,粘土矿物的生成造成渗透率的降低(图 11)。因此,紧邻辉长岩的碳酸盐岩储集物性并不好,这可能主要与侵入体热作用有关。在侵入体附近一定距离,发育溶蚀孔洞,孔渗条件明显变好。岩浆活动的高温可促进区域上的流体对流^[34],当热液流体与地层流体发生混合时,流体的溶蚀能力更强,有利于碳酸盐岩的溶蚀^[35,36],可形成有利的储集层。特别是侵入体多位于深大断裂附近,为流体运移提供了很好的运移通道,有利于对周围碳酸盐岩的改造。因此,流体的参与是造成有利碳酸盐岩储层形成的关键因素。

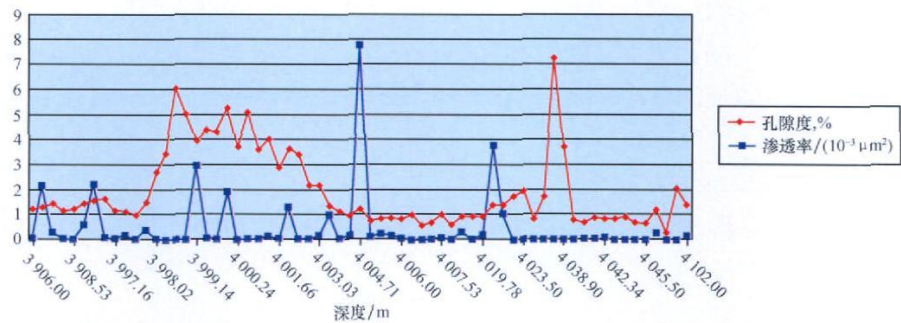


图 9 巴楚地区和 3 井碳酸盐岩 3 906~4 102 m 孔隙度、渗透率和深度的关系
Fig. 9 Porosity/permeability vs. depth of carbonates at 3 906~4 102 m in the He-3 well, the Bachu area

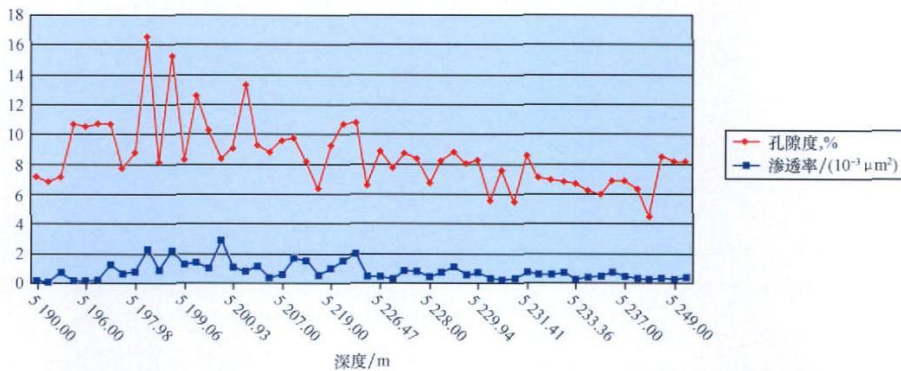


图 10 塔中地区中 1 井碳酸盐岩 5 192~5 252 m 孔隙度、渗透率和深度的关系
Fig. 10 Porosity/permeability vs. depth of carbonates at 5 192~5 252 m in the Zhong-1 well, the Tazhong area

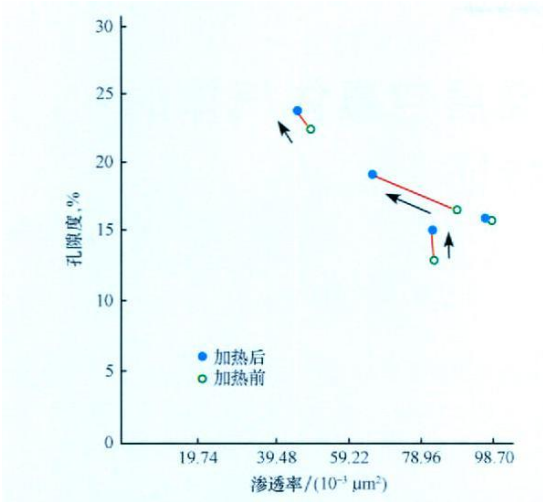


图 11 碳酸盐岩高温实验前后孔隙度—渗透率关系^[33]

Fig 11 Comparison of porosity vs. permeability relations of the original carbonate samples before and after high temperature experiment

5 结论

1) 根据偏光显微镜鉴定, 塔中—巴楚地区碳酸盐岩中的层状火成岩侵入体为紫苏辉长岩和辉绿岩。紫苏辉长岩主要矿物有拉长石和紫苏辉石, 副矿物有磷灰石等; 辉绿岩主要矿物组合以单斜辉石和基性斜长石为主, 副矿物包括钛铁矿、磷灰石等。辉石内多发育包裹体, 主要有气液包裹体和熔体包裹体。

2) 地球化学分析表明, 辉长岩的 SiO₂ 含量为 44.58%~45.39%, K₂O+Na₂O 含量为 3.91%~4.67%, Na₂O/K₂O 含量比为 2.16~4.23, 属碱性系列。稀土元素配分模式属轻稀土元素富集型, La_N/Yb_N 含量比为 5.010~5.980, Σ Eu 值为 0.910~1.002, Eu 负异常很弱甚至没有 Eu 异常。

3) 塔中—巴楚地区层状侵入体热能传输理论模型与计算表明, 侵入体的热影响范围与其厚度密切相关, 厚度越大影响范围越大。对围岩的影响主要有两个方面: ①致使碳酸盐岩中的矿物相互反应, 改变其储集物性; ②为流体运移的驱动力之一, 促进高温热流体以及与地层水的混合流体对碳酸盐岩进行溶蚀改造。

致谢: 承蒙编辑与审稿专家对本文初稿提出了诸多有益建议, 文章撰写过程中与首都师范大学资源环境与旅游学院彭年博士、北京大学数学科学学院孙明正博士进行了多次有益的讨论, 中

国地质大学(北京)地球科学与资源学院孙善平教授对稿件进行了认真审阅和悉心指导, 在此一并表示衷心感谢。

参 考 文 献

1 路凤香. 深部地幔及深部流体[J]. 地学前缘, 1996, 3(4): 181~186

2 金之钧, 朱东亚, 胡文瑄, 等. 塔里木盆地热液活动地质地球化学特征及其对储层影响[J]. 地质学报, 2006, 80(2): 246~253

3 金之钧, 张刘平, 杨雷, 等. 沉积盆地深部流体的地球化学特征及油气成藏效应初探[J]. 地球科学, 2002, 27(6): 659~665

4 李明诚. 地壳中的热流体活动与油气运移[J]. 地学前缘, 1995, 2(3-4): 155~162

5 吕修祥, 杨宁, 解启来, 等. 塔中地区深部流体对碳酸盐岩储层的改造作用[J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(3): 284~289

6 金之钧, 胡文瑄, 张剑平, 等. 深部流体活动及油气成藏效应[M]. 北京: 科学出版社, 2007. 89~105

7 Langhorne B S Jr, Graham R D. Structurally controlled hydrothermal alteration of carbonate reservoirs: introduction[J]. AAPG Bulletin, 2006, 90(11): 1 635-1 640

8 李开开, 蔡春芳, 蔡镭璐, 等. 塔中地区上奥陶统热液流体与热化学硫酸盐还原反应[J]. 石油与天然气地质, 2008, 29(2): 217~222

9 陈汉林, 杨树锋, 董传万, 等. 塔里木盆地二叠纪基性岩带的厘定及其大地构造意义[J]. 地球化学, 1997, 26(6): 77~87

10 杨树锋, 厉之龙, 陈汉林, 等. 塔里木盆地二叠纪石英正长斑岩岩墙的发现及其构造意义[J]. 岩石学报, 2006, 22(5): 1 405~1 412

11 贾承造. 中国塔里木盆地构造特征与油气[M]. 北京: 石油工业出版社, 1997. 156~170

12 陈汉林, 杨树锋, 王清华, 等. 塔里木板块早—中二叠世玄武质岩浆作用的沉积响应[J]. 中国地质, 2006, 33(3): 546~552

13 温声明, 王建忠, 王贵重, 等. 塔里木盆地火成岩发育特征及对油气成藏的影响[J]. 石油地球物理勘探, 2005, 40(增刊): 33~39

14 朱毅秀, 金之钧, 林畅松, 等. 塔里木盆地塔中地区早二叠世岩浆岩及油气成藏关系[J]. 石油实验地质, 2005, 27(1): 50~54

15 郭占谦, 杨兴科. 中国含油气盆地的多种生烃机制[J]. 石油与天然气地质, 2000, 21(1): 50~52

16 Lü X X, Yang H J, Xu S L, et al. Petroleum accumulation associated with volcanic activity in the Tarim Basin[J]. Petroleum Science, 2004, 1(3): 30~36

17 刘春晓, 张晓花, 刘建军. 塔中地区火山岩与油气藏关系研究[J]. 断块油气田, 2004, 11(5): 18~20

18 张景廉, 金之钧, 杨雷, 等. 塔里木盆地深部地质流体与油气藏的关系[J]. 新疆石油地质, 2001, 22(5): 371~375

19 孙龙德, 周新源, 王国林. 塔里木盆地石油地质研究新进展和油气勘探主攻方向[J]. 地质科学, 2005, 40(2): 167~178

报, 2005, 26(4): 23~28

4 郭占谦, 王先彬. 松辽盆地非生物成因气的探讨[J]. 中国科学 (B 辑), 1994, 24(3): 303~309

5 崔永强, 李莉, 陈卫军. 松辽盆地无机成因烃类气藏的幔源贡献[J]. 大庆石油地质与开发, 2001, 20(4): 6~8

6 黄海平. 松辽盆地徐家围子断陷深层天然气同位素倒转现象研究[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2000, 25(6): 617~623

7 门广田. 徐家围子断陷火山岩天然气藏分布与主控因素研究[D]. 大庆石油学院, 2007

8 米敬奎, 张水昌, 陶士振, 等. 松辽盆地南部长岭断陷 CO₂ 成因与成藏期研究[J]. 天然气地球科学, 2008, 19(4): 452~456

9 金晓辉, 林壬子, 邹华耀, 等. 松辽盆地徐家围子断陷火山活动期次与烃源岩演化[J]. 石油与天然气地质, 2005, 27(3): 349~355

10 周荔青, 雷一心. 松辽盆地断陷层系大、中型油气田形成条件及勘探方向[J]. 石油与天然气地质, 2006, 28(6): 820~826

11 戴金星. 天然气地质和地球化学论文集[M]. 北京: 石油工业出版社, 2005

12 戴金星, 宋岩, 戴春森, 等. 中国东部无机成因气及其气藏形成条件[M]. 北京: 科学出版社, 1995

13 何家雄, 夏斌, 刘宝明, 等. 中国东部陆上和海域 CO₂ 成因及运聚规律与控制因素分析[J]. 中国地质, 2005, 32(4): 663~673

14 MacDonld G J. The many origin of natural gas[J]. Journal of Petroleum of Geology, 1983, 5(4): 341~362

(编辑 李 军)

(上接第 67 页)

20 肖安成, 杨树锋, 李曰俊, 等. 塔里木盆地巴楚隆起断裂系统主要形成时代的新认识[J]. 地质科学, 2005, 40(2): 291~302

21 吴茂炳, 王 毅, 郑孟林, 等. 塔中地区奥陶纪碳酸盐岩热液岩溶及其对储层的影响[J]. 中国科学 (D 辑), 2007, 37(增刊 I): 83~92

22 Nabelek P Ľ, Labotka T C, O' Neil J R, et al. Contrasting fluid/ rock interaction between the Notch Peak granitic intrusion and argillites and limestones in western Utah: evidence from stable isotopes and phase assemblages[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1984, 86: 25~34

23 聂保锋, 于炳松, 朱金富. 巴楚地区碳酸盐岩中深成侵入岩特征及其对储层发育的影响[J]. 地学前缘, 2008, 15(2): 90~99

24 Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram[J]. Journal of Petrology, 1986, 27: 745~750

25 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[A]. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in ocean basins[C]. Geol Soc London Spec Pub, 1989. 313~345

26 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992. 74~79

27 Jaeger J C. Thermal effect of intrusions[J]. Reviews of Geophysics, 1964, 2: 443~466

28 Morrison A D, Maczuga E D, Phinney C W, et al. Stratigraphy and petrology of the Mulcahy Lake layered gabbro: an archaean intrusion in the Wabigoon Subprovinces, Ontario[J]. Journal of Petrology, 1986, 27(2): 303~341

29 Rosenberg P E, Holland H D. Calcite-dolomite-magnesite stability relation in solution at elevated temperatures[J]. Science, 1964, 145: 700~701

30 杨宁, 吕修祥, 郑多明. 塔里木盆地火成岩对碳酸盐岩储层的改造作用[J]. 西安石油大学学报 (自然科学版), 2005, 20(4): 1~4

31 于炳松, 陈建强, 林畅松. 塔里木盆地奥陶系层序地层层架及其对碳酸盐岩储集体发育的控制[J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(3): 305~309

32 张涛, 闫相宾, 王恕一, 等. 塔河油田奥陶系一间房组礁滩相溶蚀孔隙型储层特征与成因[J]. 石油与天然气地质, 2004, 25(4): 462~466

33 Hutcheon I, Oldershaw A. The effect of hydrothermal reactions on the petrophysical properties of carbonate rocks[J]. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 1985, 33(3): 359~377

34 Wilson J E M, Evans J M, Oxtoby H N, et al. Reservoir quality, textural evolution, and origin of fault-associated dolomites[J]. AAPG Bulletin, 2007, 91(9): 1 247~1 272

35 Corbella M, Ayora C, Cardellach E. Dissolution of deep carbonate rocks by fluid mixing: a discussion based on reactive transport modeling[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2003, 78~79: 211~214

36 Corbella M, Ayora C, Cardellach E, et al. Reactive transport modeling and hydrothermal karst genesis: the example of the Rocabruna barite deposit (Eastern Pyrenees)[J]. Chemical Geology, 2006, 233: 113~125

(编辑 李 军)