

# 四川盆地东南缘有机质演化异常与古地温场特征

杨平<sup>1</sup>, 印峰<sup>2</sup>, 余谦<sup>1</sup>, 汪正江<sup>1</sup>, 刘家洪<sup>1</sup>, 张娣<sup>1</sup>, 张道光<sup>1,3</sup>

(1. 成都地质调查中心, 四川 成都 610081;

2. 中国石化勘探分公司, 四川 成都 610041; 3. 成都理工大学, 四川 成都 610059)

**摘要:**以四川盆地东南缘武隆地区为例,系统采集下古生界—中生界层系样品并进行镜质体反射率测试,在区域构造沉积演化史分析的基础上,对镜质体反射率异常带进行划分与成因分析,分别利用镜质体反射率梯度法及最大埋藏温度法恢复各层系地质历史过程中地温梯度及最大埋藏温度。四川盆地东南缘下古生界—中生界存在4个镜质体反射率异常带,从上至下分别为上三叠统须家河组底部异常高值带、中二叠统栖霞组顶部—上二叠统龙潭组异常高值带、五峰组—龙马溪组底部页岩段异常高值带及其以下层系异常低值带,形成机制分别为油气运移带来的热流体活动、晚海西期峨眉玄武岩喷发、热液流体屏蔽层底部增温及地质流体高压封存箱。利用最大埋藏温度法恢复的古地温具有更高的可信度,恢复结果显示:受地质流体封存箱控制,下古生界地温梯度变化较大,寒武系地温梯度总体较低,志留系平均地温梯度可达 $41.47^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,上古生界—中生界古地温梯度为 $25.10\sim 28.01^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,平均为 $26.18^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,大地热流背景值为 $66.78\text{mW}/\text{m}^2$ 。

**关键词:**四川盆地东南缘;镜质体反射率;最大埋藏温度;地温梯度;大地热流值

**中图分类号:**TE122.1

**文献标志码:**A

**文章编号:**1672-1926(2015)07-1299-11

**引用格式:**Yang Ping, Yin Feng, Yu Qian, *et al.* Evolution anomaly of organic matter and characteristics of palaeogeothermal field in the southeast edge of Sichuan Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 2015, 26(7): 1299-1309. [杨平, 印峰, 余谦, 等. 四川盆地东南缘有机质演化异常与古地温场特征[J]. 天然气地球科学, 2015, 26(7): 1299-1309.]

## 0 引言

四川盆地东南缘五峰组—龙马溪组具有良好的页岩气勘探远景,有关富有机质页岩沉积相等基础地质条件研究表明页岩气先天基础条件优异<sup>[1-4]</sup>,近年来多口钻井证实五峰组—龙马溪组页岩含气性普遍较好。页岩形成过程中古地温场的厘定有助于研究富有机质页岩生烃史、页岩气富集过程、规律及保存条件。关于盆地古地温恢复的方法总体上可以分为2类:一类是利用各种古温标来恢复热历史,对于缺乏典型的供测定镜质体反射率的中上扬子海相层系,采用沥青反射率是评价有机质成熟度最有效的指标之一<sup>[5]</sup>,在一定程度上可以用作热历史恢复的

古温标,如镜质体反射率梯度法<sup>[6-7]</sup>、最大埋藏温度法<sup>[8-10]</sup>;另一类是用盆地演化的热力学模型来恢复热历史,如卢庆治等<sup>[11]</sup>和徐国盛等<sup>[12]</sup>采用Easy% $R_o$ 模型反演鄂西—渝东地区的热流史;王玮等<sup>[13-14]</sup>使用简化的Easy% $R_o$ 模型计算了最大埋藏温度,并讨论了鄂西渝东地区上古生界—中生界古地温梯度和热流史。

上述方法主要是从已有钻井资料揭示四川盆地研究程度较高地区的古今地温场,而对于四川盆地以东的盆山过渡带,如湘鄂西地区,多数学者主要利用中生界砂岩磷灰石裂变径迹或磷灰石、锆石(U—Th)/He定年等开展构造抬升史或中生界地温场研究。系统采用有机质镜质体反射率剖面本身去探

收稿日期:2014-11-28;修回日期:2015-02-13.

基金项目:中国地质调查局项目(编号:12120114071401)资助.

作者简介:杨平(1981-),男,湖北荆门人,高级工程师,主要从事南方海相石油地质研究. E-mail: yping0@163.com.

通讯作者:印峰(1980-),男,湖南永顺人,工程师,主要从事石油天然气勘探研究. E-mail: yinfeng028@126.com.

讨有机质的演化程度与古地温的关系是研究古地温场最直接有效的方法,异常的镜质体反射率资料直接记录了地质历史过程中异常的热流史。本文以四川盆地东南缘武隆地区为例,采用镜质体反射率梯度法及等效镜质体反射率恢复最大埋藏温度法,以确定地质历史过程中的古地温场。

### 1 地质概况

武隆地区位于四川盆地东南缘盆山过渡带(图 1),震旦纪一早古生代为被动大陆边缘阶段,以海相碳酸盐岩沉积为主,形成了 2 套区域烃源岩,早寒武世海平面相对上升,扬子海海侵扩大,形成了广泛分布的下寒武统黑色岩系<sup>[15]</sup>。中奥陶世一早志留世沉积受加里东晚期构造运动控制,沉积厚度受

加里东古隆起准前陆盆地迁移控制,形成一系列沟壑相间的沉积格局<sup>[16]</sup>。上奥陶统五峰组一下志留统龙马溪组广泛发育于扬子地区,主要为黑色笔石页岩和放射虫硅质岩。晚古生代一早中三叠世为稳定台地,晚三叠世一新世代主要为晚印支运动以后形成的大套陆相碎屑岩沉积。相关测试结果表明,武隆地区五峰组—龙马溪组黑色泥页岩( $TOC>2\%$ )厚度为 17~50m,有机碳含量为 1.42%~7.10%(36 件),平均为 4.12%, $VR_o$  值为 1.67%~2.53%(17 件),平均为 2.09%。焦石坝地区钻井揭示五峰组—龙马溪组黑色泥页岩( $TOC>2\%$ )厚度为 38m, $VR_o$  值为 2.20%~3.06%,平均含气量为 2.88~2.96m<sup>3</sup>/t,测试获天然气(11~50)×10<sup>4</sup>m<sup>3</sup>/d,且具有地层压力系数大、稳产时间长等特点<sup>[17]</sup>。

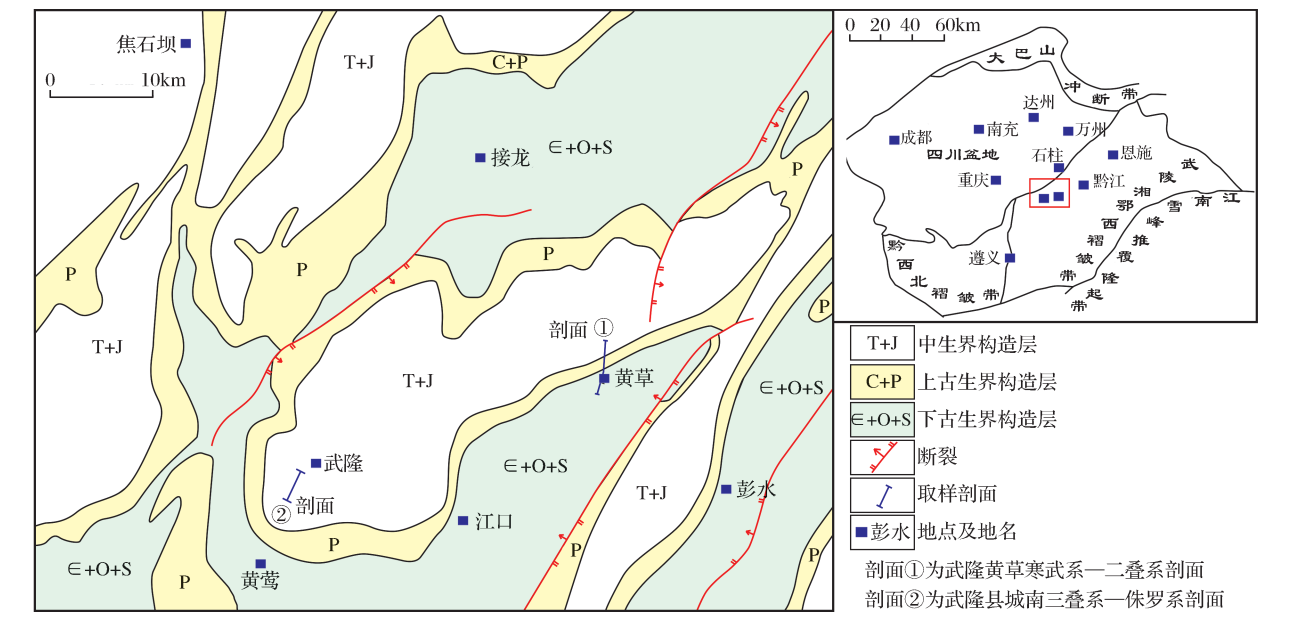


图 1 研究区取样位置  
Fig. 1 Sampling location map

### 2 样品采集与测试

为获取武隆地区下古生界—中生界有机质镜质体反射率,样品主要采集于武隆黄草中上寒武统一二叠系及武隆县城三叠系—侏罗系剖面(图 1),样品采集具有一定间隔,每个地层单元均有样品控制,黑色泥页岩层系及不整合面附近进行加密采样,且取样位置具有代表性;同时,为降低地表现代有机质对沉积有机质的影响尽量采集新鲜的岩石样品。样品制成全岩光片后进行镜检分析,镜质体反射率检测仪器为 MPV-III 显微光度计,对下古生界层系测试沥青反射率或海相镜质体反射率,上古生界层系

测试沥青反射率或镜质体反射率,中生界层系测试镜质体反射率,测点一般大于 10 个,最终数据为平均值,共获得 40 组反射率数据。

### 3 镜质体反射率确定及异常带

下古生界海相层系由于缺乏陆源有机质,成熟度过高,镜质体反射率、壳质组荧光参数等常规成熟度指标适用性较差,因此为了更准确地对下古生界海相地层成熟度进行评价,国内外专家建立起了一些较有效的方法,提出了沥青、动物壳屑体、海相镜质体及其他成熟度指标。四川盆地地下古生界主要存在沥青、海相镜质体和动物壳屑体 3 类形态有机质。

由于动物壳屑体成因难于判断,其应用受到限制;沥青虽然发育,但在评价其地质意义时需要结合其形成时的地质背景。因此,针对研究区下古生界的特点,重点采用了沥青反射率( $BR_o$ )与海相镜状体反射率( $MVR_o$ )2类参数。对于沥青反射率( $BR_o$ ),其等效镜质体反射率  $VR_o$  按刘德汉等<sup>[18]</sup>提出的公式  $VR_o = 0.668BR_o + 0.346$  进行计算。对于海相镜质体,其等效镜质体反射率按刘祖发等<sup>[19]</sup>提出的公式  $VR_o = 0.81MVR_o + 0.18$  ( $MVR_o > 1.50\%$ ),  $VR_o = 0.28MVR_o + 1.03$  ( $MVR_o = 0.75\% \sim 1.50\%$ ) 进行计算。

由等效镜质体反射率随埋深的变化趋势分析可见,等效镜质体反射率随埋深的变化,总体变化速率较大,根据  $VR_o-H$  曲线变化特点,可划分为3个  $VR_o$  异常高值段与1个  $VR_o$  异常低值段:①上三叠统须家河组底部(3 000~3 173m)为第一异常高值段,  $VR_o$  值高于正常值  $0.30\% \sim 0.40\%$ ;②中二叠统栖霞组顶部—上二叠统龙潭组(4 655~5 100m)为第二异常高值段,  $VR_o$  值高于正常值  $0.55\% \sim 0.80\%$ ;③五峰组—龙马溪组底部页岩段(6 190~6 224m)为第三异常高值段,  $VR_o$  值高于正常值(最高可达  $0.67\%$ );④五峰组—龙马溪组页岩以下奥陶系等层段(6 537m~?)为异常低值段,  $VR_o$  值低于正常值  $0.30\% \sim 0.72\%$ 。

上述4个异常  $VR_o$  值段形成机制是否为正常的大地热流及埋藏增温成因,还是与岩浆活动或构造等事件有关?根据区域地质资料分析认为:

第一异常带为不整合面附近的平流热液流体作用所致,可能受控于燕山晚期上组合含油气系统中的油气成藏与流体活动。

第二异常带受控于晚海西期峨眉玄武岩喷发,以水平热流的形式促进二叠系栖霞组—龙潭组等层系有机质演化进程。

第三异常带为五峰组—龙马溪组底部异常高  $VR_o$  值,这是由于五峰组—龙马溪组为一套较致密的页岩盖层,从下伏地层向上传导的热液流体受到屏蔽,热液流体在五峰组—龙马溪组页岩底部聚集,形成局部高温,加快了有机质热演化速率,同样中奥陶统大湾组页岩底部异常高  $VR_o$  值的形成与上述情况一致。

第四异常带推测厚度超过1 000m,火成岩侵入或构造摩擦生热的异常热力叠加作用均对有机质成熟度的影响为正异常且影响尺度有限<sup>[20-21]</sup>,并非第四异常带热演化异常的成因。第四异常带可能形成

于地质流体高压封存箱,五峰组—龙马溪页岩与大湾组页岩之间,大湾组页岩与下寒武统页岩、泥灰岩之间构成2个流体封存箱,特别是五峰组—龙马溪巨厚的泥页岩对下部流体的阻隔作用,造成热液流体在阻隔层以下层系形成热对流<sup>[22]</sup>,因此封存箱具有高温、低地温梯度及相对高压的特点,在这种高压的环境下有机质演化速率较低<sup>[23-25]</sup>,大多数样品  $VR_o$  值仅为  $1.3\% \sim 2.0\%$ 。

## 4 古地温确定

### 4.1 关键地层埋藏与构造抬升史

地温梯度或地温场的恢复必须在埋藏史恢复的基础上进行,现今各层系有机质镜质体反射率主要与地质历史过程最大埋藏深度(温度)及其作用时间有关,因此定量描述地层最大埋藏深度及主要构造抬升时限对确定地层最大恒温时间或有效受热时间具有重要意义。因此要对以下3个方面的内容做出阐述:

(1)埋藏史中各层系厚度采用中华人民共和国区域地质调查报告(1:200 000)南川幅中的平均值。

(2)埋藏史中关键地层剥蚀厚度的确定,特别是侏罗系沉积后遭受燕山—喜马拉雅期剥蚀厚度的确定,南川幅西北沿塘剖面上侏罗统蓬莱镇组仅残存78m,主要岩性为细砂岩、泥岩及煤线,表明其为侏罗纪湖盆边缘相沉积,因此该区域沉积厚度较薄,而邻区涪陵等地蓬莱镇组沉积厚度约为300m,虽然推测厚度可能与实际沉积厚度有所差别,对于下古生界近万米的最大埋藏深度,该误差在地温恢复过程中影响较小,据此假设武隆等地上侏罗统蓬莱镇组沉积厚度约为300m,计算表明五峰组—龙马溪组页岩最大埋藏深度可达6 224m,寒武系底部水井沱组页岩最大埋深为8 912m。

(3)确定研究区最大恒温时间或有效受热时间必须厘定燕山—喜马拉雅期构造抬升时限,目前中上扬子地区已获得较多相关数据。李双建等<sup>[26]</sup>利用磷灰石裂变径迹曲线等相关研究表明,黔北燕山—喜马拉雅期构造抬升始于95~65Ma左右,向北到达盆地边缘的时间为40~35Ma,且构造抬升分2期,分别为97~70Ma及10~0Ma。袁玉松等<sup>[27]</sup>和金之钧等<sup>[28]</sup>认为中上扬子地区构造抬升时限各地具有较大的差异性,鄂西渝东、川东褶皱带从97Ma开始持续抬升剥蚀,湘鄂西—武陵地区构造抬升时限约为137Ma,川东北地区及川中地区于56Ma才开始遭受抬升剥蚀,总体上具自东向西逐

渐变小的空间分布特征,反映晚期大规模抬升剥蚀开始的时间自东向西有逐渐变晚的趋势。石红才等<sup>[29]</sup>获得的鄂西渝东方斗山—石柱褶皱带磷灰石裂变径迹曲线显示中生代主要构造抬升时限分别为100~70Ma及40~0Ma。武隆地区位于四川盆地东南缘盆山过渡带,J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>首次构造抬升时限早于四川盆地,晚于武陵湘鄂西褶皱带,因此本文研究采用97Ma作为武隆地区J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>首次构造抬升时限。

#### 4.2 等效镜质体反射率梯度法

肖贤明等<sup>[6]</sup>以 Arrhenius 方法为理论基础,应用 Karweil 图解法,对不同古地温条件下有机质成熟作用进行了模拟计算。研究之后提出了镜质体反射率梯度确定古地温梯度的方法:据反射率实测结

果,按下式计算出某一成熟度的  $\Delta VR_0$  值: $\Delta VR_0 = (R_{H_2} - R_{H_1}) / (H_2 - H_1)$ ,式中  $\Delta VR_0$  为反射率梯度; $H_1$ 、 $H_2$  分别为样品埋深( $H_1 < H_2$ ), $R_{H_2}$  和  $R_{H_1}$  分别为样品埋深为  $H_2$  和  $H_1$  的镜质体反射率实测值。根据  $\Delta VR_0$  值可推算古地温梯度[图 2(a)]。

应用  $\Delta VR_0$ — $R_0$  值相关图估算古地温梯度应注意以下几个问题:

- (1)计算  $\Delta VR_0$  值需要用可靠的反射率数据,在计算时 2 样品埋深间距应控制在 1 000m 左右,因样品点不同, $\Delta VR_0$  值可在一定范围内变化,当反射率数据较多时,可采取交错计算的方法,这样可减少误差。
- (2)应结合盆地沉积构造发展史对反射率梯度与古地温梯度之间的对应关系进行综合解释,对于

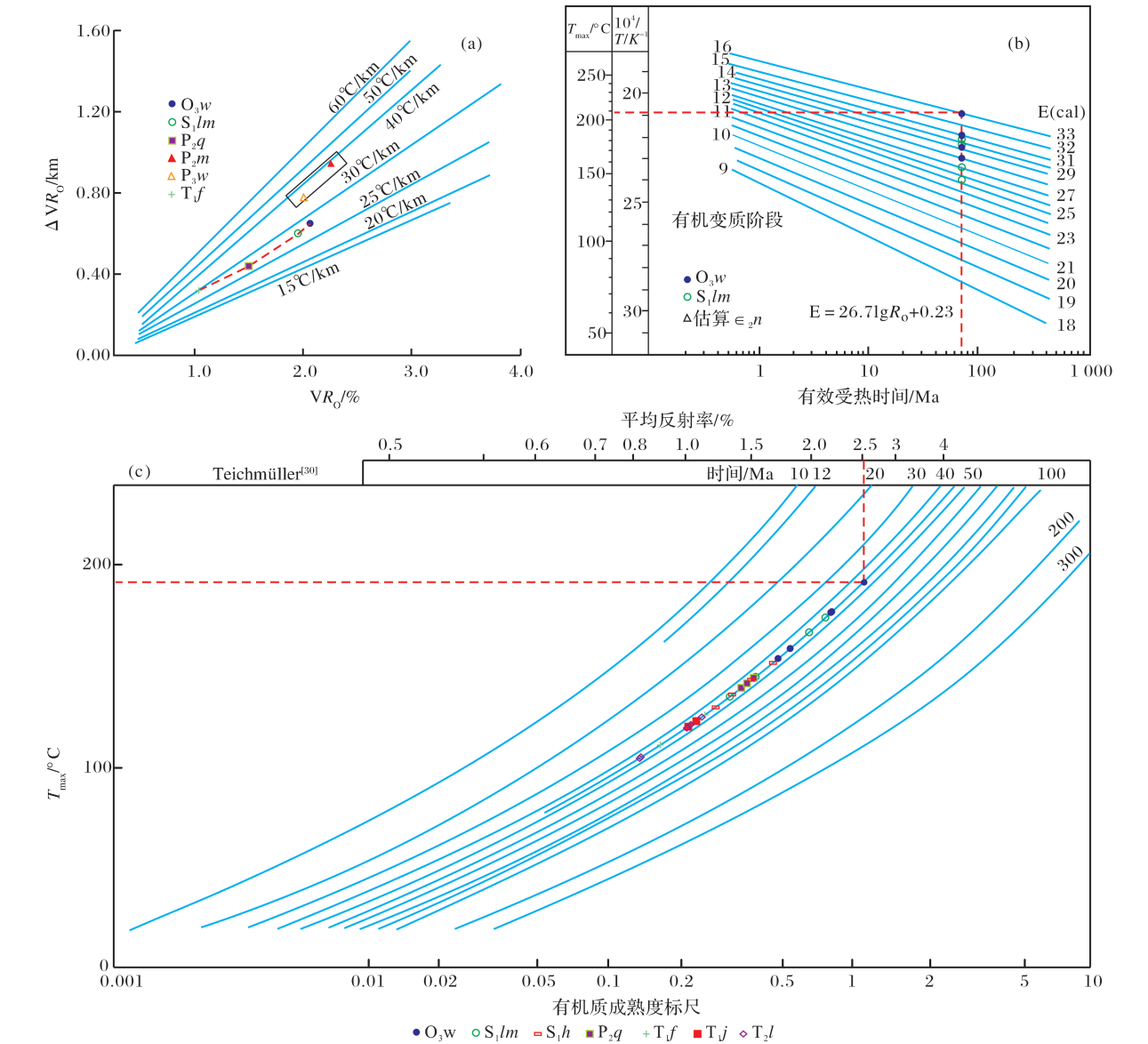


图 2 不同方法恢复的古地温和古地温梯度

Fig. 2 Paleotemperature and paleo-geothermal gradient from different methods

沉降—抬升—沉降型盆地,有2种情况:①当主变质作用发生在地层回返前,其 $\Delta VR_0-VR_0$ 相关形式主要反映地层回返前的地温梯度;②当主变质作用发生在第2次沉降期间, $\Delta VR_0-R_0$ 相关形式主要反映地层回返后的地温梯度。

研究区震旦纪以来存在2次主要盆地沉降过程与2次大的构造抬升过程,共划分为4个阶段:第一阶段为震旦纪—早古生代被动大陆边缘阶段海相碳酸盐岩沉积;第二阶段为泥盆纪—早二叠世为古陆演化阶段,仅接受少量的沉积;第三阶段为中晚二叠世—早中三叠世海相碳酸盐沉积,以及晚三叠世—侏罗纪持续稳定的湖相碎屑岩沉积;第四阶段为 $J_3-K_1$ 以来的构造持续抬升。在沉积厚度、埋藏深度及埋藏温度等方面,第三阶段对有机质变质作用的贡献最大,因此采用上述方法恢复的古地温梯度反映地是第三阶段对应地质时间( $P_2-J_2$ )的地温梯度。恢复结果表明,奥陶系—志留系在主要有机质变质阶段( $P_2-J_2$ )对应的地温梯度稳定在 $27^\circ\text{C}/\text{km}$ 左右,受晚海西期水平热流活动影响,二叠系中上部地层对应的沉积时期的局部等效地温梯度可达 $36\sim 39^\circ\text{C}/\text{km}$ ,三叠系—侏罗系沉积时地温梯度降至 $30^\circ\text{C}/\text{km}$ 左右。

#### 4.3 最大埋藏温度法

应用 $VR_0$ 恢复最大埋藏温度的方法或公式较多,这里选用了Hood模型[图2(b)]、Karweil-Teichmüller图解法[图2(c)]及施巴卡公式等3种常用的方法(表1)。

##### 4.3.1 Hood模型

Hood等<sup>[31]</sup>认为,有机质成熟度 $VR_0$ 主要取决于所经历的最高古地温和温度不低于最高古地温 $15^\circ\text{C}$ 范围内的受热时间,提出用有机变质标尺和有效受热时间衡量最高古地温。根据Hood图版及有效受热时间70Ma得出五峰组—龙马溪组页岩平均最大埋藏温度为 $183^\circ\text{C}$ [图3(a),图3(b)]。志留系不同位置样品获得的 $VR_0$ 值数据恢复的最大埋藏古地温表明,志留系地温梯度较高,达到 $41.96^\circ\text{C}/\text{km}$ ,对应的大地热流值高达 $103.22\text{mW}/\text{m}^2$ ,这是由于志留系泥页岩泥阻挡热流的上升,形成志留系底部高温高 $VR_0$ 值及顶部低温低 $VR_0$ 值,造成计算的大地热流值大幅高于实际值。排除晚海西期岩浆热流活动造成的异常高值 $VR_0$ 值数据后,通过三叠系至志留系中上部样品恢复的地温梯度相对较低,平均为 $31.45^\circ\text{C}/\text{km}$ 。上述线性拟合结果在温度坐标上的截距显示古地表温度仅为 $-17.9^\circ\text{C}$ ,这与实际古地表

温度(约 $15^\circ\text{C}$ )明显不符,这是因为Hood模型恢复的古地温较高,地温梯度较大,另外有限的数据拟合求得的古地温梯度与真实值存在一定误差,因此通过 $J_3-K_1$ 地表温度 $15^\circ\text{C}$ 对上述数据进行约束,即让线性拟合的线段尽可能通过点(0m,  $15^\circ\text{C}$ ),结果表明志留系中部至侏罗系上部正常平均古地温梯度为 $26.18^\circ\text{C}/\text{km}$ [图3(c)]。

##### 4.3.2 Karweil—Teichmüller<sup>[30]</sup>图解法

Karweil—Teichmüller<sup>[30]</sup>图解法核心思想是利用温度— $VR_0$ —有效恒温时间三者之间的关系来恢复最高古地温,这里的有效恒温时间不是说地质时代越老,有效恒温时间就越长,而是必须研究它的沉积构造发育史来大致推算古温度的有效恒温时间。从武隆黄草剖面沉积演化史来看,恒温时间约为45Ma,在约97Ma时达到最高温度,之后开始迅速抬升剥蚀。结果显示,五峰组—龙马溪组页岩 $J_3-K_1$ 时期平均最大埋藏温度为 $171^\circ\text{C}$ 。结果表明,志留系地温梯度同样较高,达到 $46.99^\circ\text{C}/\text{km}$ ,对应的大地热流值高达 $115.60\text{mW}/\text{m}^2$ 。通过三叠系至志留系中上部样品恢复的地温梯度相对较低,平均值为 $21.97^\circ\text{C}/\text{km}$ ,其线性拟合在纵向上的截距显示古地表温度仅为 $-27.0^\circ\text{C}$ ,高于实际古地表温度(约为 $15^\circ\text{C}$ ),这主要是Karweil—Teichmüller<sup>[30]</sup>图解法恢复的古地温与地温梯度均相对较低造成的。同样采用 $J_3-K_1$ 地表温度 $15^\circ\text{C}$ 对数据重新进行约束拟合,结果表明志留系中部至侏罗系上部正常平均古地温梯度为 $24.51^\circ\text{C}/\text{km}$ 。

##### 4.3.3 施巴卡公式

Shibaoka<sup>[32]</sup>提出了计算古地温公式:

$$T_c = (\text{Lg}R_0 + 0.87 - 0.149 \times \text{Lg}t_0) / 0.0045$$

式中: $T_c$ 为古地温, $^\circ\text{C}$ ;  $t_0$ 为受热时间, Ma。

计算结果表明五峰组—龙马溪组页岩平均最大埋藏温度为 $174^\circ\text{C}$ ,较Hood方法恢复的最高古地温低,与Karweil估算的温度较接近。

根据武隆地区 $J_3-K_1$ 构造—沉积演化史特点及确定的构造抬升时限(97Ma),对 $VR_0$ 值进行系统分析,采用Karweil—Teichmüller<sup>[30]</sup>图解法(恒温时间约为45Ma)、Hood方法(有效受热时间约为70Ma)和施巴卡公式分别恢复了武隆地区各层系最大埋藏温度,3种方法恢复的埋藏温度比较接近。其中Karweil—Teichmüller<sup>[30]</sup>图解法与施巴卡公式基本一致,温差范围较小,Hood模型的温度较前两者高约 $10\sim 15^\circ\text{C}$ ,地温梯度亦略高于Karweil—Teichmüller<sup>[30]</sup>图解法。上述分析表明,Hood模型中

镜质体反射率影响因素中最大埋藏温度的概念强于时间,Karweil—Teichmüller<sup>[30]</sup>图解法时间的概念强于温度。任何模型都必须在特定的地质条件下选择性应用,如秦建中等<sup>[8]</sup>认为 Karweil—Teichmüller<sup>[30]</sup>

图解法更适合川东地区上古生界—中生界以海相地层为主的中高等演化层系,对于武隆地区以中等演化程度( $VR_0<2.0\%$ )为主的层系,本文研究认为采用 Hood 模型恢复的古地温及地温梯度可靠性较高。

表 1 武隆黄草下古生界—中生界镜质体反射率与最大埋藏温度

Table 1 The vitrinite reflectance and maximum burial temperature from Lower Paleozoic-Mesozoic in Hangcao, Wulong

地层	最大埋深/m	BR <sub>0</sub> /%	MVR <sub>0</sub> /%	VR <sub>0</sub> /%	测点数	离差	△VR <sub>0</sub> /km	最大埋藏温度/℃		
								Hood	Karweil	施巴卡
O <sub>1n</sub>	6 700	1.92		1.63	4	0.05				
O <sub>1f</sub>	6 620		1.13	1.35	2	0.02				
O <sub>1h</sub>	6 600		0.93	1.29	10	0.06	3.40			
	6 574	2.02		1.70	10	0.10				
O <sub>2d</sub>	6 535	2.54		2.04	6	0.12			高压低 R <sub>0</sub>	
	6 407		1.93	1.74	4	0.10				
	6 400		0.83	1.26	11	0.09	2.37			
O <sub>3b</sub>	6 240		1.12	1.34	3	0.09				
O <sub>3w</sub>	6 224	2.69		2.14	13	0.08		186	177	179
	6 223	3.27		2.53	10	0.14		208	192	195
	6 222	2.72		2.16	11	0.10	0.65	187	178	180
	6 221	2.24		1.84	18	0.15		174	158	164
	6 220	1.98		1.67	13	0.11		165	153	155
S <sub>1lm</sub>	6 218	2.15		1.92	12	0.12		178	167	169
	6 200	2.33		2.07	8	0.09		183	174	176
	6 050		1.68	1.54	11	0.15		158	145	148
	5 892		1.42	1.43	6	0.08		151	139	148
S <sub>1x</sub>	5 810		2.39	2.12	6	0.12	0.60			
S <sub>1h</sub>	5 700		1.79	1.63	11	0.12		163	151	153
	5 210		1.27	1.39	2	0.07		148	136	138
	5 200		1.58	1.46	4	0.06		154	142	143
	5 173		1.47	1.44	4	0.06		152	140	149
P <sub>2q</sub>	5 163			1.47	4	0.07	0.42	155	143	15
	5 143	1.65		1.45	15	0.09		153	141	149
	5 123			1.44	1			152	140	149
P <sub>2q</sub>	5 103	2.85		2.25	5	0.13	0.94			
P <sub>2m</sub>	4 925	2.80		2.22	15	0.12			晚海西期热流	
	4 860	2.40		1.95	11	0.14				
P <sub>3w</sub>	4 710	2.20		1.82	14	0.14	0.78			
T <sub>1f</sub>	4 550			1.11	5	0.09	0.33	132	126	124
	4 450			0.92	8	0.07		112	112	106
T <sub>1j</sub>	4 100			1.01	12	0.10		122	120	115
	3 580			1.06	10	0.08		129	123	120
T <sub>2l1</sub>	3 550			0.82	3	0.01		99	105	96
	3 540			0.85	9	0.05		103	106	99
	3 530			1.01	5	0.09				119
	3 520			1.04	4	0.10				122
T <sub>2l3</sub>	3 320			1.18	7	0.05				
T <sub>3x</sub>	3 170			1.25	14	0.08			含烃热流体活动	
	3 165			1.20	16	0.12				

4.4 古地温模式

镜质体反射率梯度法与最大埋藏温度法两者共同特点是在排除  $VR_o$  异常带后对获得的有效  $R_o$  数据进行分析,对于志留系,镜质体反射率梯度法估算的地温梯度约为  $27^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,最大埋藏温度法估算的地温梯度到达  $41.47^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,而对于中生界层系 2

种方法恢复的结果相对接近,分别约为  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$  及  $26.18^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。志留系镜质体反射率梯度法估算的古地温梯度相对较低,这与该模型本身有关,对于较高成熟度 ( $VR_o > 2.0\%$ ) 层系,模型中  $\Delta VR_o$  值随着  $VR_o$  值的增加增速过快,会导致估算的地温梯度偏低。虽然通过最大埋藏温度法估算的志留系地温

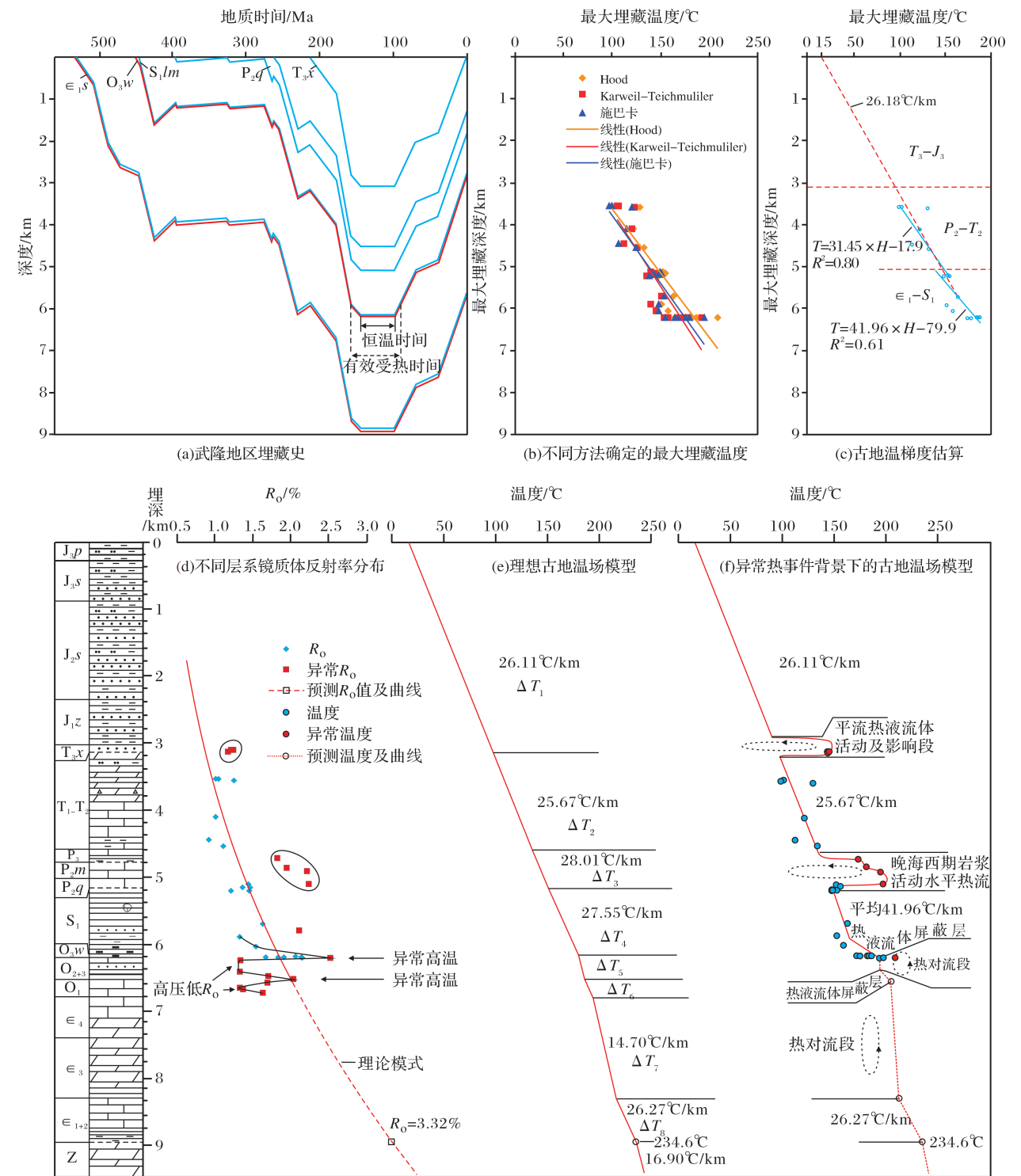


图 3 武隆地区镜质体反射率( $VR_o$ )、最大埋藏温度( $T$ )与埋藏深度( $H$ )相关形式

Fig. 3 The relationship among the vitrinite reflectance( $VR_o$ ), maximum burial temperature( $T$ ) and burial depth( $H$ )



梯度较高,这是由于志留系泥页岩泥阻挡热流的上升,形成志留系底部高温高  $VR_o$  值及顶部低温低  $VR_o$  值所造成的,这与实际地质情况是一致的,镜质体反射率第三异常带也印证了这一点,因此最大埋藏温度法估算的古地温梯度结果更加可靠。

王伟等<sup>[14]</sup>利用四川盆地若干钻井资料研究表明,四川盆地东部早白垩世—古新世的古地温梯度为  $23.8\sim 27.2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (7口井),平均为  $25.2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,四川盆地东部南部为  $23.1\sim 26.2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (4口井),平均为  $24.6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,且均高于该区域现今约为  $20\sim 21^{\circ}\text{C}/\text{km}$  的地温梯度。本文研究利用四川盆地东南缘武隆地区露头剖面研究认为志留系中部至侏罗系上部  $J_3-K_1$  时期平均古地温梯度为  $26.18^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,略高于上述井下研究结果,且估算的  $J_3-K_1$  大地热流值同样略高于川东等地区<sup>[11,14]</sup>,这可能与地区性差异或者与研究区地表地层厚度数据精度不够有关,即便如此,获取的结果与前人研究差别仍然控制在可以接受的范围,采用的方法具有较强的合理性,结果可信度较高。

大地热流的估算取决于地层岩石热导率和地温梯度,在已知各地层岩石热导率的前提下,仅需要估算地层埋藏温度及地温梯度即可。但是大地热流不能简单的使用估算的古地温资料,特别是对异常热流

造成的有机质演化异常值进行有效的取舍,这里主要采用最大埋藏温度法估算的温度,排除异常热流造成的异常  $VR_o$  值,分段估算不同层系古地温梯度,并采用四川盆地井下获得的各层系岩石热导率数据估算大地热流值。结果表明,采用四川盆地志留系—侏罗系岩石热导率<sup>[33]</sup>加权平均值为  $2.589\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ ,估算的大地热流值为  $66.78\text{mW}/\text{m}^2$ 。基于估算的大地热流值,这里讨论四川盆地东南缘武隆地区2种不同的古地温模式:

4.4.1 理想古地温场

根据恢复的大地热流值  $67.78\text{mW}/\text{m}^2$  及各层系岩石热导率数据分别求取各层段地温梯度(表2),结果表明,上三叠统一侏罗系为  $25.10\sim 27.11^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,中下三叠统为  $25.67^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,二叠系为  $28.01^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,志留系为  $27.55^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,奥陶系为  $27.55\sim 30.12^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,寒武系为  $14.70^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。因此根据各层系厚度及古地温梯度可以计算  $\Delta T$ ,并反推各层段最大埋藏古温度,计算结果表明, $\Delta T_1-\Delta T_8$  分别为  $82.85^{\circ}\text{C}$ 、 $36.36^{\circ}\text{C}$ 、 $16.27^{\circ}\text{C}$ 、 $28.87^{\circ}\text{C}$ 、 $8.74^{\circ}\text{C}$ 、 $7.80^{\circ}\text{C}$ 、 $21.87^{\circ}\text{C}$  及  $16.87^{\circ}\text{C}$ ,因此寒武系水井沱组富有机质页岩最大埋藏温度为  $234.7^{\circ}\text{C}$ (地表  $15^{\circ}\text{C}$ ),并根据 Hood 图版及有效受热时间  $70\text{Ma}$  推算寒武系水井沱组  $VR_o$  值为  $3.32\%$ [图3(d),图3(e)]。

表 2 武隆地区下古生界—中生界层系大地热流值与古地温梯度  
Table 2 The heat flow value and geothermal gradient from Lower Paleozoic-Mesozoic in Wulong

层位	主要岩性	厚度/m	热导率 <sup>[32]</sup> W /( $\text{m}\cdot\text{K}$ )	数量	平均热导率 W /( $\text{m}\cdot\text{K}$ )	地温梯度/( $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ )		大地热流值 ( $\text{mW}/\text{m}^2$ )	$\Delta T/^{\circ}\text{C}$
						模式一	模式二		
$T_{3x}+J$	砂岩	3 173	$1.827\sim 3.773$	29	2.70	25.10	25.10	67.78	82.85
	泥岩		$2.004\sim 3.153$	24	2.50	27.11	27.11	67.78	
$T_{1+2}$	灰岩	1 422	$1.966\sim 4.636$	23	2.64	25.67	25.67	67.78	36.36
$C+P$	灰岩	581	$1.742\sim 2.934$	8	2.42	28.01	28.01	67.78	16.27
$O_3w+S$	页岩	1 048	$2.064\sim 2.795$	7	2.46	27.55	41.47	102.01	28.87
$O_{2+3}$	灰岩	44	$2.199\sim 2.302$	2	2.25	30.12	$<14.70$	$<67.78$	1.33
$O_2d$	页岩	269			2.46	27.55			7.41
$O_1$	灰岩	259			2.25	30.12			7.80
$\epsilon_{3+4}$	白云岩	1 488	$4.585\sim 4.638$	2	4.61	14.70	$<14.70$	$<67.78$	21.87
$\epsilon_{1+2}$	泥岩	642	$2.157\sim 2.868$	8	2.58	26.27	26.27	$>67.78$	16.87
Z	白云岩		$3.211\sim 4.696$	20	4.01	16.90	$<16.90$	$<67.78$	

4.4.2 异常热事件背景下的古地温场

与理想古地温场模型不同的是,古地温演化剖面纵向上存在4个异常带[图3(f)],与异常镜质体反射率分析一致,第一异常带可能受控于上三叠统须家河组底部黑色页岩生烃作用及  $T_2I/T_{3x}$  不整合面上的含烃热流体活动增温。四川盆地东南缘武隆地区须家河组底部黑色页岩地质历史最大埋深超

过3 000m,  $J_3-K_1$  已埋藏温度达到  $100^{\circ}\text{C}$  左右,往四川盆地腹地埋深更大,而且黑色页岩增厚,埋藏温度普遍超过  $100^{\circ}\text{C}$ ,因此盆地地区须家河组底部黑色页岩或下伏地层其他烃源岩大多进入中等成熟阶段,并达到生烃高峰。  $J_3-K_1$  构造抬升在齐岳山以东表现为隆升更早,强度更大,因此受该期隆起控制,含烃热流体沿断裂与不整合面构成的输导体系进



入盆地边缘隆起区,不整合面附近的有机质演化进展加快,形成热异常带, $VR_o$  值达到 1.20%~1.25%。

第二异常带受控于晚海西期岩浆活动水平热流增温。峨眉山玄武岩喷发是晚古生代扬子板块西缘最重要的构造热事件,测年资料和地层对比资料表明,玄武岩浆喷溢活动始于早二叠世,晚二叠世达到高峰,影响范围波及四川盆地大部分地区<sup>[34]</sup>。受该期热事件的影响,四川盆地处于比较高的地温场背景,研究区主要表现为中二叠统栖霞组上部—上二叠统吴家坪组有机质演化异常。

第三异常带与第四异常带形成机制是一体的,形成机制为地质流体封存箱。流体封存箱(Fluid compartment)这一名词最初由 Powley<sup>[35]</sup> 提出,认为封存箱有 3 种类型:异常高压封存箱、常压封存箱和异常低压封存箱。封存箱是由若干渗透性较差,岩石较致密的层系在空间上配置形成独立的封闭单元,封闭层既可以是封存箱顶、底致密(低孔渗)泥质岩及膏盐岩层,也可以是封存箱侧向上的其他封闭单元,如地层(尖灭带状变化)、成岩(致密胶结带等)及封闭性断层等组成的封闭单元。第三异常带主要表现为五峰组—龙马溪组底部异常高  $R_o$  值及高温环境,这是受第四异常带高温流体封存箱影响造成的,即第四异常带构成第三异常带热源,对第三异常带底部致密泥页岩存在连续的“烘烤作用”。虽然第三异常带、第四异常带同样为高温环境,但第四异常带所在的流体封存箱具有高压环境,造成了有机质演化速率较低,且受志留系巨厚泥岩和下寒武统中下部泥岩、泥质条带灰岩的封隔,热液流体在下寒武统石龙洞组—奥陶系储层内形成热对流,造就了  $VR_o$  值基本不随埋深变化。

## 5 结论

(1)四川盆地东南缘下古生界—中生界存在 4 个镜质体反射率异常带,从上至下分别为上三叠统须家河组底部(3 000~3 173m)异常高值带、中二叠统栖霞组顶部—上二叠统龙潭组(4 655~5 100m)异常高值带、五峰组—龙马溪组底部页岩段(6 190~6 224m)异常高值带及其以下层系异常低值带。

(2)对于复杂叠合盆地及古老层,采用镜质体反射率恢复最大埋藏温度法应用效果较好。通过 Hood 模型估算的五峰组—龙马溪组页岩最大埋藏温度为 165~208℃,平均为 183℃,预测的寒武系底部水井沱组页岩最大埋藏温度为 234.7℃, $VR_o$  值为 3.32%。

(3)上古生界—中生界古地温梯度为 25.10~

28.01℃/km,平均为 26.11℃/km,大地热流值为 66.78mW/m<sup>2</sup>,受地质流体封存箱控制,下古生界地温梯度变化较大,寒武系地温梯度总体较低,志留系平均地温梯度可达 41.47℃/km。

(4)古地温场恢复结果表明,武隆地区下古生界—中生界剖面纵向上可以划分 4 个异常高温带,第一异常带受须家河组底部黑色页岩生烃作用及  $T_3/J_1$  不整合面上的含烃热流体活动增温影响,第二异常带为晚海西期岩浆活动水平热流增温,第三异常带与第四异常带形成机制是一体的,第三异常带为封存箱顶为高温高  $VR_o$  值,第四异常带为地质流体封存箱内部高温高压低  $VR_o$  值。

## 参考文献(References):

- [1] Dong Dazhong, Cheng Keming, Wang Yuman, *et al.* Forming conditions and characteristics of shale gas in the Lower Paleozoic of the Upper Yangtze region, China[J]. *Oil & Gas Geology*, 2010, 31(3): 288-308. [董大忠, 程克明, 王玉满, 等. 中国上扬子区下古生界页岩气形成条件及特征[J]. *石油与天然气地质*, 2010, 31(3): 288-308.]
- [2] Liang Chao, Jiang Zaixing, Yang Yiting, *et al.* Characteristics of shale lithofacies and reservoir space of the Wufeng-Longmaxi Formation, Sichuan Basin [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2012, 39(6): 691-698. [梁超, 姜在兴, 杨懿婷, 等. 四川盆地五峰组—龙马溪组页岩岩相及储集空间特征[J]. *石油勘探与开发*, 2012, 39(6): 691-698.]
- [3] Zhang Qin, Liu Honglin, Bai Wen, *et al.* Shale gas content and its main controlling factors in Longmaxi shales in southeastern Chongqing [J]. *Natural Gas Industry*, 2013, 33(5): 1-5. [张琴, 刘洪林, 拜文, 等. 渝东南地区龙马溪组页岩含气量及其主控因素分析[J]. *天然气工业*, 2013, 33(5): 1-5.]
- [4] Wei Xiangfeng, Liu Ruobing, Zhang Tingshan, *et al.* Micro-pores structure characteristics and development control factors of shale gas reservoir: A case of Longmaxi Formation in XX area of southern Sichuan and northern Guizhou [J]. *Natural Gas Geoscience*, 2013, 24(5): 1048-1059. [魏祥峰, 刘若冰, 张廷山, 等. 页岩气储层微观孔隙结构特征及发育控制因素——以川南—黔北 XX 地区龙马溪组为例[J]. *天然气地球科学*, 2013, 24(5): 1048-1059.]
- [5] Qiu Nansheng, Li Huili, Jin Zhijun. Study of the thermal history reconstruction for Lower Paleozoic carbonate succession [J]. *Earth Science Frontiers*, 2005, 12(4): 561-567. [邱楠生, 李慧莉, 金之钧. 沉积盆地下古生界碳酸盐岩地区热历史恢复方法探[J]. *地质学前沿*, 2005, 12(4): 562-567.]
- [6] Xiao Xianming, Liu Zufa, Shen Jiagui, *et al.* A new method of calculating palaeothermal gradient of petroleum basin: Vitrinite reflectance gradient method [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1998, 43(21): 2340-2343. [肖贤明, 刘祖发, 申家贵, 等. 确定含油气盆地古地温梯度的一种新方法——镜质组反射率梯度法[J]. *科学通报*, 1998, 43(21): 2340-2343.]

- [7] Jiang Guohao, Hu Ruizhong, Fang Weixuan. Progress in deduction of paleotemperature from vitrinite reflectance data [J]. *Geology-Geochemistry*, 2011, 29(4): 40-45. [蒋国豪, 胡瑞忠, 方维萱. 镜质体反射率( $R_o$ )推算古地温研究进展[J]. *地质地球化学*, 2011, 29(4): 40-45.]
- [8] Qin Jianzhong, Li Zhiming, Teng Geer. A study on palaeo-geothermometer of high mature marine sequences in south China[J]. *Oil & Gas Geology*, 2009, 30(5): 608-618. [秦建中, 李志明, 腾格尔. 中国南方高演化海相层系的古温标[J]. *石油与天然气地质*, 2009, 30(5): 608-618.]
- [9] Yang Ping, Xie Yuan, Wang Zhengjiang, *et al.* Fluid activity and hydrocarbon accumulation period of Sinian Dengying Formation in northern Guizhou, south China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2014, 41(3): 313-322. [杨平, 谢渊, 汪正江, 等. 黔北震旦系灯影组流体活动与油气成藏期次[J]. *石油勘探与开发*, 2014, 41(3): 313-322.]
- [10] Lu Xiaoyu, Huang Zhilong, Wang Bin, *et al.* Research of Carboniferous-Permian thermal history in Zhaoyuan area of Songliao Basin [J]. *Natural Gas Geoscience*, 2013, 24(3): 548-554. [逯晓喻, 黄志龙, 王斌, 等. 松辽盆地肇源地区石炭系—二叠系热演化史研究[J]. *天然气地球科学*, 2013, 24(3): 548-554.]
- [11] Lu Qingzhi, Ma Yongsheng, Guo Tonglou, *et al.* Thermal history and hydrocarbon generation history in western Hubei-eastern Chongqing area[J]. *Chinese Journal of Geology*, 2007, 42(1): 189-198. [卢庆治, 马永生, 郭彤楼, 等. 鄂西—渝东地区热史恢复及烃源岩演化史[J]. *地质科学*, 2007, 42(1): 189-198.]
- [12] Xu Guosheng, Cao Junfeng, Zhu Jianmin, *et al.* Division of fluid compartments and the formation and evolution of oil and gas accumulation in the typical structures of western Hubei-eastern Chongqing area, China[J]. *Journal of Chengdu University of Technology: Science & Technology Edition*, 2009, 36(6): 622-630. [徐国盛, 曹骏峰, 朱建敏, 等. 鄂西渝东地区典型构造流体封存箱划分及油气藏的形成与演化[J]. *成都理工大学学报: 自然科学版*, 2009, 36(6): 622-630.]
- [13] Wang Wei, Zhou Zuyi. Uncertainties in the inversion of vitrinite reflectance profile: A case study of well Chayuan 1[J]. *Petroleum Geology and Experiment*, 2008, 30(3): 292-301. [王伟, 周祖翼. 镜质体反射率剖面反演中的不确定性分析——以鄂西渝东茶园1井为例[J]. *石油实验地质*, 2008, 30(3): 292-301.]
- [14] Wang Wei, Zhou Zuyi, Guo Tonglou. Early Cretaceous-Paleocene geothermal gradients and Cenozoic tectono-thermal history of Sichuan Basin[J]. *Journal of Tongji University: Natural Science*, 2011, 39(4): 606-613. [王伟, 周祖翼, 郭彤楼. 四川盆地古地温梯度和中—新生代构造热历史[J]. *同济大学学报: 自然科学版*, 2011, 39(4): 606-613.]
- [15] Wang Jian, Duan Taizhong, Xie Yuan, *et al.* The tectonic evolution and its oil and gas prospect of southeast margin of Yangtze block [J]. *Geological Bulletin of China*, 2012, 31(11): 1739-1749. [王剑, 段太忠, 谢渊, 等. 扬子地块东南缘大地构造演化及其油气地质意义[J]. *地质通报*, 2012, 31(11): 1739-1749.]
- [16] Yang Ping, Xie Yuan, Wang Chuanshang, *et al.* Characteristics and its hydrocarbon significance of hydrocarbon source rocks on Upper Ordovician Wufeng Formation in the western Xuefeng mountains area[J]. *Natural Gas Industry*, 2012, 32(12): 11-16. [杨平, 谢渊, 王传尚, 等. 雪峰山西侧上奥陶统五峰组烃源岩特征及油气地质意义[J]. *天然气工业*, 2012, 32(12): 11-16.]
- [17] Guo Tonglou, Liu Ruobing. Implications from marine shale gas exploration breakthrough in complicated structural area at high thermal stage: Taking Longmaxi Formation in well JY1 as an example[J]. *Natural Gas Geoscience*, 2013, 24(4): 643-651. [郭彤楼, 刘若冰. 复杂构造区高演化程度海相页岩气勘探突破的启示——以四川盆地东部 JY1 井为例[J]. *天然气地球科学*, 2013, 24(4): 643-651.]
- [18] Liu Dehan, Shi Jiyang. High evolution of carbonate source rocks unconventional evaluation method[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 1994, 21(3): 113-115. [刘德汉, 史继扬. 高演化碳酸盐烃源岩非常规评价方法探讨[J]. *石油勘探与开发*, 1994, 21(3): 113-115.]
- [19] Liu Zufa, Xiao Xianming, Fu Jiamo, *et al.* Marine vitrinite reflectance as a maturity indicator of lower Palaeozoic hydrocarbon source rocks[J]. *Geochimica*, 1999, 28(6): 580-588. [刘祖发, 肖贤明, 傅家谟, 等. 海相镜质体反射率用作早古生代烃源岩成熟度指标研究[J]. *地球化学*, 1999, 28(6): 580-588.]
- [20] Wang Min, Lu Shuangfang, Xue Haitao, *et al.* The effects of magmatic intrusions on the maturation of organic matter and its numerical simulation[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2010, 26(1): 177-184. [王民, 卢双舫, 薛海涛, 等. 岩浆侵入体对有机质生烃(成熟)作用的影响及数值模拟[J]. *岩石学报*, 2010, 26(1): 177-184.]
- [21] Tong Hengmao, Zhang Shenggen, Hu Yuanqing. A quantitative model of heat production by faulting and its effect on thermal evolution of hydrocarbon source rocks[J]. *Journal of Geomechanics*, 2006, 12(4): 445-453. [董亨茂, 张生根, 胡远清. 断层作用热模型及其对烃源岩热演化的影响[J]. *地质力学学报*, 2006, 12(4): 445-453.]
- [22] Liu Guangxiang, Luo Kaiping, Peng Jinning, *et al.* Causes and significance of abnormal thermal evolution of organic matters in Changyang area, Hubei Province[J]. *Petroleum Geology & Experiment*, 2010, 32(1): 52-57. [刘光祥, 罗开平, 彭金宁, 等. 湖北长阳地区有机质热演化异常成因及意义[J]. *石油实验地质*, 2010, 32(1): 52-57.]
- [23] Hao Fang, Zou Huayao, Fang Yong, *et al.* Kinetics of organic matter maturation and hydrocarbon generation in overpressure environment[J]. *Acta Petroli Sinica*, 2006, 27(5): 9-17. [郝芳, 邹华耀, 方勇, 等. 超压环境下有机质热演化和生烃作用机理[J]. *石油学报*, 2006, 27(5): 9-17.]
- [24] Lu Qinzhi, Hu Shengbiao, Guo Tonglou, *et al.* The background of the geothermal field for formation of abnormal high pressure in the northeastern Sichuan Basin[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2005, 48(5): 1110-1116. [卢庆治, 胡圣标, 郭彤楼, 等. 川东北地区异常高压形成的地温场背景[J]. *地球物理学报*, 2005, 48(5): 1110-1116.]
- [25] Zhou Lihong, Yu Xuemin, Jiang Wenya, *et al.* Overpressure retardation of the thermal evolution of Paleogene source rocks and its significance for petroleum geology in Qikou Sag[J]. *Natural Gas*

- Geoscience, 2013, 24(6): 1118-1124. [周立宏, 于学敏, 姜文亚, 等. 歧口凹陷异常压力对古近系烃源岩热演化的抑制作用及其意义[J]. 天然气地球科学, 2013, 24(6): 1118-1124.]
- [26] Li Shuangjian, Li Jianming, Zhou Yan, *et al.* Fission track evidence for Mesozoic-Cenozoic uplifting in the southeastern margin of Sichuan Basin[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2011, 30(2): 225-233. [李双建, 李建明, 周雁, 等. 四川盆地东南缘中新代构造隆升的裂变径迹证据[J]. 岩石矿物学杂志, 2011, 30(2): 225-233.]
- [27] Yuan Yusong, Sun Dongsheng, Zhou Yan, *et al.* Determination of onset of uplifting for the mid-upper Yangtze area after Indosinian event[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2010, 53(2): 362-369. [袁玉松, 孙冬胜, 周雁, 等. 中上扬子地区印支期以来抬升剥蚀时限的确定[J]. 地球物理学报, 2010, 53(2): 362-369.]
- [28] Jin Zhijun, Yuan Yusong, Liu Quanyou, *et al.* Controls of Late Jurassic-Early Cretaceous tectonic event on source rocks and seals in marine sequences, South China[J]. *Science China: Earth Sciences*, 2012, 42(12): 1791-1801. [金之钧, 袁玉松, 刘全有, 等. J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub> 构造事件对南海相源盖成藏要素的控制作用[J]. 中国科学: 地球科学, 2012, 42(12): 1791-1801.]
- [29] Shi Hongcai, Shi Xiaobin, Yang Xiaoqi, *et al.* Exhumation process of the Fangdoushan-Shizhu fold belt in Meso-Neozoic and its tectonic significance in western Hubei-eastern Chongqing[J]. *Progress in Geophysics*, 2011, 26(6): 1993-2002. [石红才, 施小斌, 杨小秋, 等. 鄂西渝东方斗山—石柱褶皱带中新代隆升剥蚀过程及构造意义[J]. 地球物理学进展, 2011, 26(6): 1993-2002.]
- [30] Teichmüller M. Anwendung Kohlenpetrographischer Methoden bei der Erdöl-und Erdgasprospektion[J]. *Erdöl Kohle*, 1971, 24(2): 69-76.
- [31] Hood D, Gu J, C C M, Heacock R L. Organic metamorphism and the generation of petroleum[J]. *AAPG Bulletin*, 1975, 59(6): 986-996.
- [32] Shibaoka M. Hydrocarbon generation in Gippsland Basin, Australia-Comparison with Cooper Basin[J]. *AAPG Bulletin*, 1978, 62(7): 1151-1158.
- [33] Xu Ming, Zhu Chuanqing, Tian Yuntao, *et al.* Borehole temperature logging and characteristics of subsurface temperature in the Sichuan Basin[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2011, 54(4): 1052-1060. [徐明, 朱传庆, 田云涛, 等. 四川盆地钻孔温度测量及现今地热特征[J]. 地球物理学报, 2011, 54(4): 1052-1060.]
- [34] He Bin, Xu Yigang, Xiao Long, *et al.* Generation and spatial distribution of the Emeishan large igneous province: New evidence from stratigraphic records[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2003, 77(2): 194-202. [何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 峨眉山大火成岩省的形成机制及空间展布: 来自沉积地层学研究的新证据[J]. 地质学报, 2003, 77(2): 194-202.]
- [35] Powley D E. Pressures and hydrogeology in petroleum basins[J]. *Earth Science Reviews*, 1990, 29(1-4): 215-226.

## Evolution Anomaly of Organic Matter and Characteristics of Palaeogeothermal Field in the Southeast Edge of Sichuan Basin

YANG Ping<sup>1</sup>, YIN Feng<sup>2</sup>, YU Qian<sup>1</sup>, WANG Zheng-jiang<sup>1</sup>, LIU Jia-hong<sup>1</sup>, ZHANG Di<sup>1</sup>, ZHANG Dao-guang<sup>1,3</sup>

(1. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, China; 2. Exploration Branch Company, SINOPEC, Chengdu 610041, China; 3. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

**Abstract:** Taking Wulong region in the southeast edge of Sichuan Basin as an example, we have systemly collected Lower Paleozoic-Mesozoic samples and carried out measurement of vitrinite reflectance. Based on the analysis of deposition and evolution history of regional structure, research of division and origin of abnormal vitrinite reflectance zones has been carried out to reconstruct the geothermal gradient and maximum burial temperature of each stratum in the process of earth history by vitrinite reflectance gradient method and maximum burial temperature method. The four zones with abnormal vitrinite reflectance in Lower Paleozoic-Mesozoic in the southeast edge of Sichuan Basin are high-value anomaly zone at the bottom of Upper Triassic Xujiache Formation, high-value anomaly zone in Middle Permian Qixia Formation, Top-Upper Permian Longtan Formation, high-value anomaly zone in the shale section at the bottom of Wufeng Formation-Longmaxi Formation and low-value anomaly zone of other strata below respectively from top to bottom, which are respectively formed by the thermal fluid movement caused by oil-gas migration, the eruption of Emei basalt in Hercynian period, the increase of temperature at the bottom of shielding layer of hydrothermal fluid and the high pressure compartment of geological fluid. The maximum burial temperature method is more reliable to reconstruct the paleogeotemperature. As shown by the reconstruction results, controlled by geological fluid compartment, the geothermal gradient at Lower Paleozoic is relatively large; the geothermal gradient in Cambrian is relatively low; the average geothermal gradient in Silurian can reach 41.47°C/km; the paleogeothermal gradient in Upper Paleozoic-Mesozoic is 25.10-28.01°C/km, with an average value of 26.18°C/km, and the background of terrestrial heat flow value is 66.78mW/m<sup>2</sup>.

**Key words:** Southeast edge of Sichuan Basin; Vitrinite reflectance; Maximum burial temperature; Geothermal gradient; Heat flow value