

松辽盆地晚期热历史及其构造意义: 磷灰石裂变径迹(AFT)证据

向才富^{①②*} 冯志强^③ 庞雄奇^{①②} 吴河勇^③ 李军虹^{①②}

(① 中国石油大学资源与信息学院盆地中心, 北京 102249; ② 中国石油大学教育部石油与天然气成藏机理重点实验室, 北京 102249; ③ 大庆油田勘探开发研究院, 大庆 163458)

摘要 磷灰石裂变径迹(AFT)分析表明松辽盆地晚期构造活动在空间上具有分区性, 在时间上具有幕式性. 空间上的分区性表现在晚期构造活动始于盆地东部, 并逐渐向西部迁移. 盆地东部裂变径迹年龄大, 表明进入抬升剥蚀作用的时间早, 而西部裂变径迹年龄小, 表明进入抬升剥蚀作用的时间晚. 盆地的抬升剥蚀量与主要构造单元关系密切, 但是东部的抬升剥蚀量明显大于中央隆起带和西部斜坡带. 时间的幕式性表现在盆地的热演化历史经历了两幕快速冷却和紧随快速冷却之后的缓慢冷却过程, 磷灰石裂变径迹的蒙特卡罗随机模拟进一步限定不同热演化的转折时间为 65, 43.5, 28 和 15 Ma. 结合盆地所处的区域构造背景认为松辽盆地晚期热事件是对太平洋板块向欧亚板块俯冲的响应. 其中第一幕快速冷却与紧随其后的缓慢冷却过程是对燕山运动主幕构造运动的响应, 抬升剥蚀的时间可能始于嫩江组末期, 并持续到始新世末期. 盆地的抬升剥蚀速率与板块汇聚速率密切相关, 板块汇聚速率高, 抬升剥蚀速率高, 反之抬升剥蚀速率低. 第二幕快速冷却和紧随其后的缓慢冷却是对日本海的拉张与闭合的响应. 日本海的拉张导致地幔热流流向日本海汇聚, 使盆地快速冷却, 相反, 日本海的闭合使盆地进入进一步的缓慢沉降阶段, 盆地的冷却速率下降.

关键词 裂变径迹 晚期构造 板块运动 幕式活动 松辽盆地

盆地的热历史反映了盆地的构造演化过程, 同时对盆地内烃源岩、储层的演化及油气运聚成藏过程具有重要的控制作用^[1]. 锆石和磷灰石裂变径迹是获取盆地沉积物所包含的年代学信息、界定源区和定量计算山脉的隆升剥蚀速率最常用的方法^[2-4]. 随着分析技术的进步, 裂变径迹分析已经从单一的利用裂变径迹年龄发展到综合利用裂变径迹年龄、封闭长度及长度分布状态等多种参数研究复杂的抬升剥蚀历史^[5,6]. 前人对松辽盆地的热历史, 特别是裂陷和凹陷阶段的热历史进行了比较详细的研究^[1,7], 而对其

晚期热演化历史及其所代表的构造意义研究不够深入^[8,9]. 通过磷灰石裂变径迹系统分析盆地晚期热演化的空间分区性和幕式性, 认为松辽盆地的晚期热演化是对中生代系列板块拼贴和重组事件的响应, 特别是对太平洋板块向欧亚板块俯冲, 日本海的拉张与闭合的响应.

1 盆地地质特征

松辽盆地位于郯庐断裂带的西部, 地跨中国东北三省及内蒙古自治区的一部分, 盆地近菱形, 面积

收稿日期: 2007-03-21; 接受日期: 2007-05-09

国家重点基础研究计划项目(编号: 2006CB202308, 2005CB422107)

* E-mail: xcf_ljh@sohu.com

约 $2.6 \times 10^5 \text{ km}^2$, 孕育了世界上最大的非海相大庆油田(图 1)。大庆油田的勘探开发是中国石油工业的支柱, 同时也是陆相生油理论产生的实践基础^[10]。松辽盆地主要沉积了中、新生代的沉积岩系, 最大沉积厚度超过了 10000 m, 地层自下而上依次为上侏罗统上部、白垩系、第三系和第四系。盆地具有典型的下断上凹的双层结构, 白垩纪泉头期之前为盆地的裂陷演化阶段, 主要沉积了一套陆源碎屑岩和火山碎屑岩。泉头期-嫩江期为盆地的凹陷演化阶段, 沉积了三套半深湖-深湖相泥岩与滨浅湖-河流相砂砾岩, 是盆地主要的生烃源岩与储集层(图 1)。

嫩江组之后盆地整体抬升剥蚀, 进入萎缩褶皱阶段, 盆地的晚期构造活动表现为: ①在沉积上表现为湖盆范围大幅度缩小, 沉积总厚度 < 500 m。现今地层的剥蚀边界(图 1)及沉积、沉降中心演化均显示出系统的向西迁移的属性^[2]; ②构造上表现为盆地的整

体翘倾, 构造应力场发生了多次转变, 盆地东南隆起带的隆升幅度大, 抬升剥蚀量大(剥蚀量 500~1500 m), 局部地区已经剥蚀至泉头组地层, 而盆地西部抬升剥蚀量小(<500 m)^[11]。由于松辽盆地晚期构造活动总体以抬升剥蚀为主, 现有的研究成果还不能将盆地的构造、沉积响应与区域板块拼贴和重组事件联系起来, 需要进一步提供建立这种联系的地球化学和年代学上的铁证。

2 分析测试流程

沿松辽盆地松深 3 剖面 and 松 1 剖面系统地采集了钻井中的磷灰石样品 12 个(图 1), 并按袁万明等^[12]所采用的试验流程进行了磷灰石裂变径迹分析测试。磷灰石裂变径迹的退火带温度通常位于 90~120℃。当温度高于退火带时, 磷灰石裂变径迹将全部退火, 裂变径迹年龄为 0; 当温度低于退火带时, 新的裂变

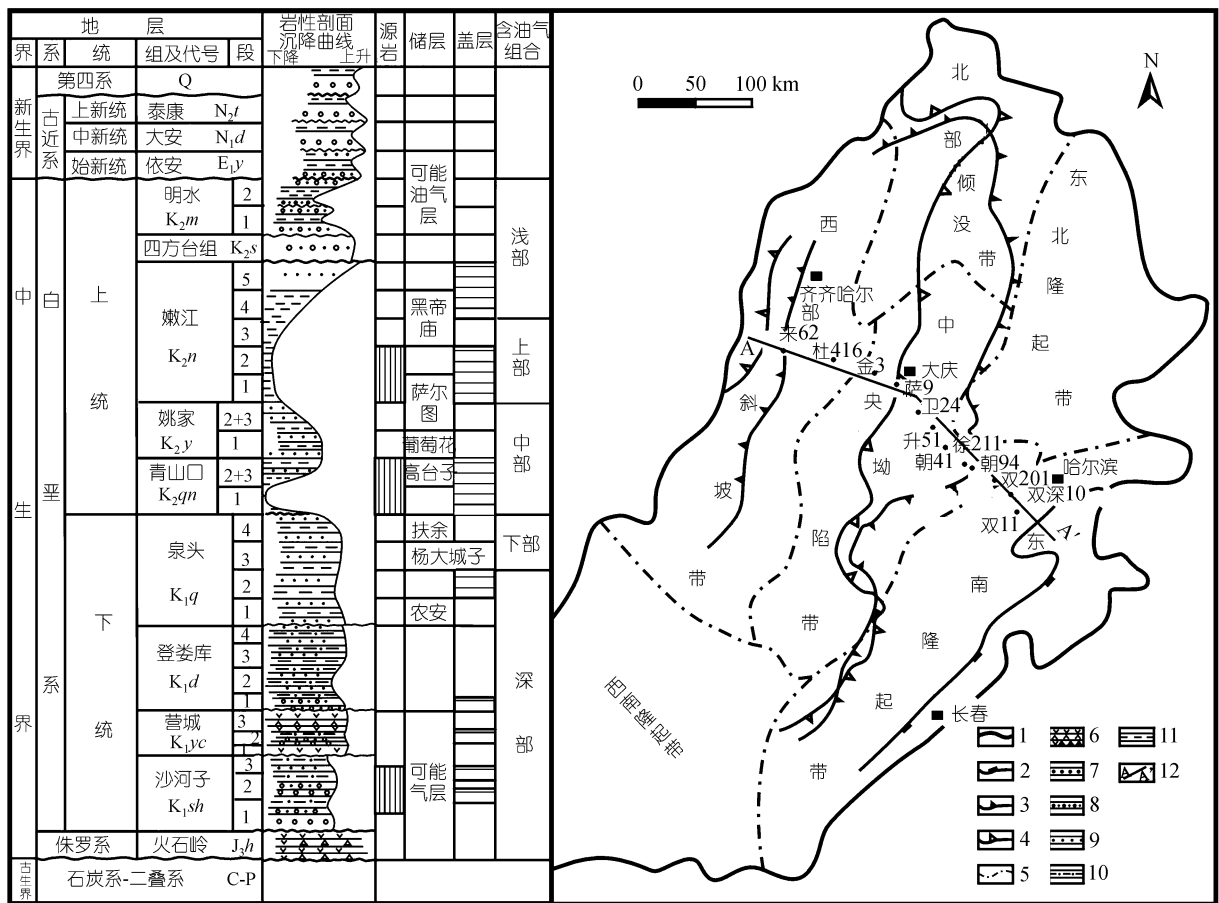


图 1 松辽盆地构造区划与沉积充填特征

1. 盆地边界; 2. 嫩江组残留边界; 3. 上白垩统残留边界; 4. 泰康组残留边界; 5. 一级构造分区线(二级构造分区及名称见杨万里等^[2]); 6. 火山岩与火山碎屑岩; 7. 砾岩; 8. 砂砾岩; 9. 砂岩; 10. 砂质泥岩; 11. 泥岩; 12. 图 2 剖面位置

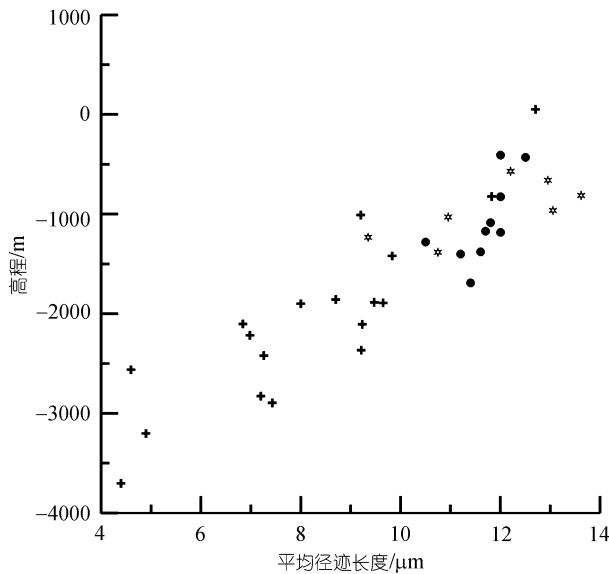


图2 松辽盆地磷灰石裂变径迹平均长度与构造高程关系图

● 本文测试数据; + 据杨峰平等 [9] 数据; ○ 据方石等 [13] 数据

径迹不断形成; 在退火带内, 径迹既有生成又有消失, 因此磷灰石的年龄和长度分布规律反映了岩石的综合受热历史, 可以应用各种程序进行模拟分析 [13]。

对沉积盆地来说, 盆地进入抬升剥蚀之前的热演化轨迹可以通过单井埋藏史分析进行详细限定, 从而保证了对盆地晚期热演化历史的准确限定。埋藏史分析的初始温度可以根据沉积时期所处的古纬度 [14] 大致确定, 而埋藏过程中的温度演化参考前人所确定的不同时期的大地热流值 [1,14], 并根据埋藏深度的变化进行计算。在此基础上采用 Ketcham 和 Donelick 等 [15,16] 所编写的磷灰石裂变径迹模拟程序

(AFTsolve) 进行正演与反演模拟, 以探讨每块样品的晚期热演化轨迹。

3 测试结果分析

磷灰石裂变径迹分析测试结果见表 1。裂变径迹的年龄主要分布在新生代, 但均小于样品所处的地层年龄。裂变径迹长度随着埋藏深度的增加而系统减小, 表明后期热事件导致了裂变径迹的部分退火。磷灰石裂变径迹年龄通常是指温度降至其退火带中部时的年龄, 温度高于退火带的样品的年龄只具有参考意义, 因此通过系统的年龄数据可以反映构造活动的期次和阶段, 并可以计算不同阶段的抬升剥蚀量和剥蚀速率 [12,13]。

松辽盆地的磷灰石裂变径迹长度分布范围宽泛, 从 4~13 μm 均有分布 [8,9], 这和所分析的样品在空间上跨度广, 不同构造单元的热演化过程迥异有关。分析测试误差和裂变径迹长度无明显的关系, 而是比较稳定的分布在 1~3 μm 之间。裂变径迹长度与高程的关系(图 2) 显示高程大的裂变径迹长, 进入抬升剥蚀作用的时间早, 受到后期热演化改造的程度小; 而高程低的样品裂变径迹长度较小, 退火程度大, 裂变径迹变短。

同时从单井磷灰石长度分布规律上来看(图 3), 盆地东部的径迹长度均显示出单峰的特征, 反映了晚期缓慢降温的过程。向西部斜坡带逐渐过渡为双峰的特征, 显示了存在二次加热, 但是升高温度没有超过磷灰石裂变径迹的退火带。这一空间变化规律和松辽盆地晚期沉积、沉降中心向西迁移, 并迁移至

表 1 松辽盆地磷灰石裂变径迹分析结果

井号	井深/m	海拔/m	地层年龄 ^{c)} /Ma	颗粒数	$P_s^a)$ ($10^3/\text{cm}^3$) (N_s)	$P_i^a)$ ($10^3/\text{cm}^3$) (N_i)	$P_d^a)$ ($10^3/\text{cm}^3$) (N_d)	$P(x^2)^b)$ /%	中心 年龄/Ma ($\pm 1\sigma$)	径迹长度 $L/\mu\text{m}$ ($\pm 1\sigma$)	剥蚀量 ^{d)} /m
来 62	580.6	-438.9	83.6	20	1.657(292)	5.503(970)	9.969(5519)	92.9	56 \pm 4	12.5 \pm 2.7	1919
杜 416	1325	-1179.5	103	24	1.893(209)	8.597(949)	9.969(5519)	0.02	36 \pm 5	11.7 \pm 2.2	1175
金 3	1843.3	-1698.8	88	18	1.096(107)	13.482(1316)	7.506(8080)	29.2	11 \pm 1.2	11.4 \pm 2.5	656
萨 9	1537.3	-1386.4	103	27	1.211(181)	11.672(1744)	7.245(8080)	62.5	13.5 \pm 1.1	11.6 \pm 2.0	963
升 51	1448	-1287.7	88	23	1.067(122)	9.211(1053)	6.288(8080)	0	16 \pm 2.4	10.5 \pm 2.6	1052
徐 211	1578.57	-1409.4	95	24	1.674(119)	8.864(630)	6.288(8080)	16.2	21.3 \pm 2.3	11.2 \pm 1.8	921
朝 947	1373.99	-1191.6	105	22	0.927(134)	7.813(1129)	9.969(5519)	7.4	23 \pm 3	12.0 \pm 2.1	1126
朝 41	1273.16	-1093.5	103	22	2.383(540)	10.407(2358)	9.969(5519)	0.3	44 \pm 4	11.8 \pm 2.4	1226
双深 10	2337.6	-2165.3	124	18	0.811(88)	6.699(727)	9.969(5519)	18.8	22 \pm 3		162
双 201	958.38	-834.08	105	27	1.724(229)	10.241(1360)	9.969(5519)	73.3	31 \pm 3	12.0 \pm 2.1	1541
双 11	575.24	-416.04	103	24	2.419(258)	8.728(931)	9.969(5519)	45.7	50 \pm 4	12.0 \pm 2.2	1924
卫 24	1885.99	-1741.9	103	16	0.722(72)	8.790(877)	6.462(8080)	15.5	10.6 \pm 1.6		614

a) P_d , P_s 和 P_i 分别为标准径迹密度、自发径迹密度和诱发径迹密度, N_d , N_s 和 N_i 分别为标准径迹数、自发径迹数和诱发径迹数; b) $P(x^2)$ 为 x^2 概率; c) 年龄数据参考文献 [7,9] 修改; d) 剥蚀量据参考文献 [12,13] 所介绍的方法进行计算, 并参考文献 [11] 相关研究成果。井位平面分布见图 1

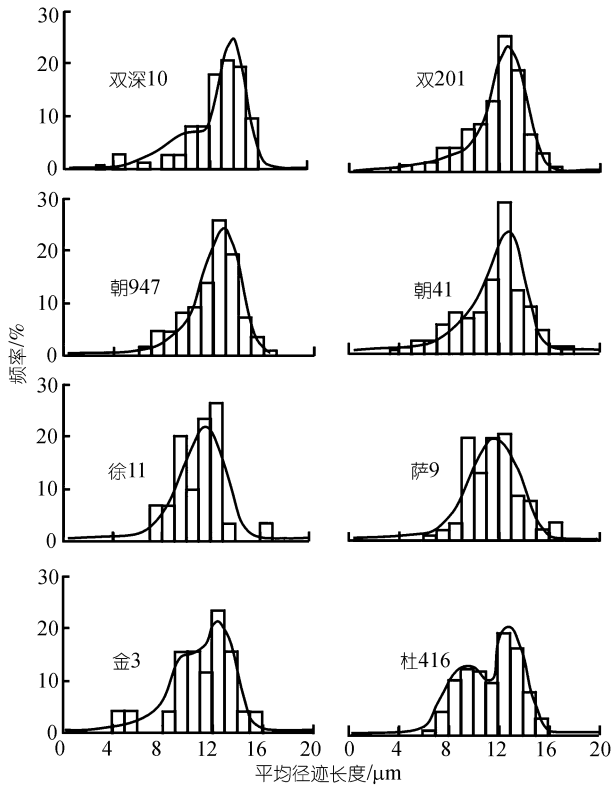


图 3 松辽盆地磷灰石裂变径迹长度分布图

西部斜坡带 [2] 的地质事实是吻合的。

松辽盆地磷灰石分析的年龄大多数小于地层年龄(表 1), 反映都经历了不同程度的埋藏所造成的退火作用。只有在杨峰平等 [9] 报道的富 61 井的磷灰石裂变径迹年龄存在大于地层年龄的情况。这一数据支持松辽盆地西部斜坡带的沉积沉降幅度小, 部分井位的埋藏深度不足以达到磷灰石的退火带温度, 而主要反映了源区的热历史。

4 讨论

4.1 构造演化的空间分布规律

磷灰石裂变径迹显示松辽盆地晚期构造演化具有分区性。将盆地不同层位进入磷灰石退火带的时间以及盆地总体抬升剥蚀历史沿盆地的东西向剖面展开(图 4)可以发现: 松辽盆地不同地层年龄的样品进入抬升剥蚀的时间及由此所确定的抬升剥蚀量与盆地的主要构造单元具有很好的一致性, 向斜部位的径迹年龄小, 抬升剥蚀量小, 而背斜和阶地的径迹年龄大, 相应的抬升剥蚀量大。

不同构造单元径迹年龄的进一步对比说明松辽

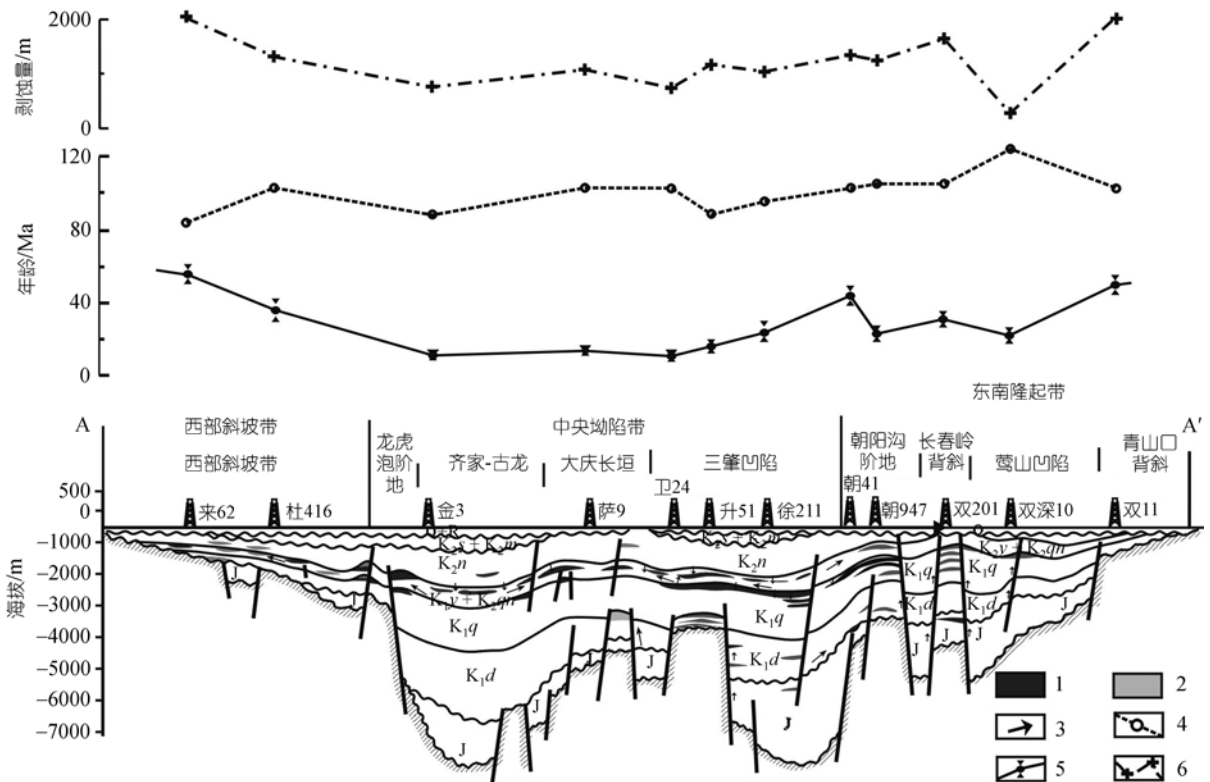


图 4 松辽盆地构造演化空间分布规律图

1. 油藏; 2. 气藏; 3. 油气运移方向; 4. 地层年龄; 5. 磷灰石裂变径迹年龄; 6. 抬升剥蚀量. 剖面位置见图 1

盆地的构造演化存在明显的东西分区性. 东南隆起带地层年龄大的样品(如双 11 井)与西部斜坡带地层年龄小的样品(如来 62 井)具有相同的裂变径迹, 即脱离退火带的时间大致相同(表 1); 同时盆地东部的莺山凹陷(如双深 10 井)、三肇凹陷(如徐 211 井)地层年龄大的样品的裂变径迹年龄大于盆地西部的齐家古龙凹陷(如金 3 井)地层年龄小的样品(图 4), 即脱离退火带的时间早, 说明盆地的东西部斜坡带的构造演化过程存在明显差异, 东部的抬升剥蚀量大, 而西部的抬升剥蚀量小, 这一点与盆地的基础地质特征匹配良好. 松辽盆地东西向剖面显示东部嫩江组地层剥蚀殆尽, 局部甚至剥蚀到了姚家组和青山口组, 而盆地西部的嫩江组地层保留完整, 只在局部遭受了剥蚀(图 4). 考虑到嫩江期是盆地的最大湖泛时期, 在全盆地范围内沉积了深湖相泥岩, 并且没有明显的沉积相带的变化, 意味着盆地的东西部在嫩江期不存在明显的构造高差, 但是现今的剖面显示盆地的东西部至少存在 250 m 的高程差 [11](图 4).

4.2 构造演化历史分析

裂变径迹年龄数据显示出盆地的晚期构造演化在时间上具有幕式性. 由于晚期构造演化在背斜和阶地部位表现的最为明显, 这些部位的裂变径迹年龄(图 5)和所有样品的模拟结果(图 6)都显示了盆地构造演化的幕式性.

松辽盆地背斜和阶地部位的磷灰石裂变径迹年龄反映出明显的 2 大幕 4 小幕(图 5): 第一幕快速抬升阶段从晚白垩世至始新世末期, 抬升剥蚀速率位于 30~50 m/Ma(图 5(a)段); 第一幕缓慢抬升阶段从始新世至古近纪末期, 抬升剥蚀速率相对较小(图 5(b)段), 局部存在加热作用, 特别是大庆长垣以西, 由于沉积了泰康组和伊安组地层, 向斜部位的地层温度升高. 第二幕快速抬升阶段从渐新世至中新世, 抬升剥蚀速率大于 50 m/Ma(图 5(c)段); 第二幕缓慢抬升阶段从中新世至现今(图 5(d)), 现今的退火带中心部位样品的裂变径迹从理论上来说记录了现今的年龄, 抬升剥蚀速率相对较小, 小于 10 m/Ma. 分析测试数据的分散性是样品来自不同的构造单元所造成的, 但这些数据依然共同反映了盆地构造活动的幕式性.

基于松辽盆地构造幕式性演化的认识, 在限定样品埋藏史的基础上进行裂变径迹长度和年龄的综合模拟分析. 模拟结果首先证明了盆地晚期幕式性

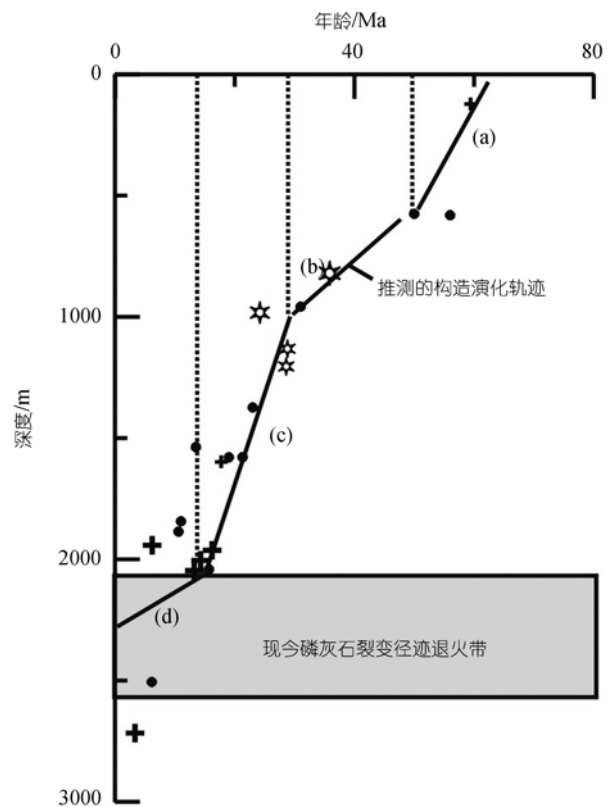


图 5 松辽盆地的构造演化轨迹和幕次

(a) 第一幕快速冷却; (b) 第一幕缓慢冷却; (c) 第二幕快速冷却; (d) 第二幕缓慢冷却. ● 本文测试数据; + 据杨峰平等 [12]数据; ☆ 据方石等 [13]数据. 所有数据的 $P(x^2) > 5\%$

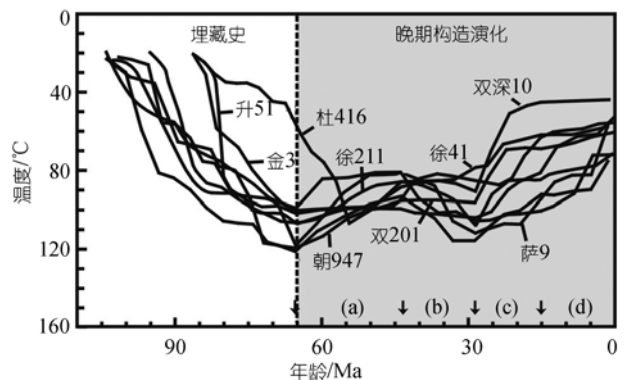


图 6 松辽盆地磷灰石裂变径迹模拟结果

(a)~(d)的意义同图 5

构造活动的特点, 同时结合区域构造特征, 通过模拟进一步界定了晚期构造活动中每一幕构造活动之间具体的时间分界点. 这 4 个时间分界点分别是 65, 43.5, 28 和 15 Ma, 同样, 这四个分界点将晚期构造分为 4 个演化阶段(图 6(a)~(d)段).

4.3 松辽盆地晚期构造演化与区域板块运动的耦合

松辽盆地晚期构造活动的空间分区性和时间演化的幕式性是对欧亚板块、太平洋板块、澳洲板块、菲律宾板块和印度板块之间在中新生代系列板块拼贴和重组事件的响应,特别是对太平洋板块向欧亚板块俯冲,日本海的拉张与闭合的响应(图 7)。

盆地的第一幕快速抬升剥蚀作用主要是对燕山主幕运动的响应,这一抬升剥蚀事件可能始于嫩江末期的构造运动(77 Ma),并持续到始新世中期(43.5 Ma)。由于晚期构造活动的主要力源可能来自于盆地东部的地体拼贴事件,因此东部的抬升剥蚀可能始于嫩江末期(77 Ma),此时伊泽奈奇板块俯冲消亡,

松辽盆地由古太平洋域进入现代太平洋域的演化阶段^[18]。燕山主幕运动(65 Ma)在盆地东部可能发生了地体的拼贴事件^[18],造成松辽盆地广泛的反转构造。而之所以推测该幕抬升剥蚀作用可能持续到了始新世,主要是基于:(1) 新生代最重要的板块重组事件发生在始新世末期(约 43.5 Ma)^[19]: 这个时期夏威夷 Emperor 火山链的迁移方向以及菲律宾洋壳磁异常资料显示太平洋板块的绝对运动方向由 NNW 向转变为 NWW 向,并向欧亚大陆正向俯冲^[18-20]。同时印度次大陆与欧亚板块的碰撞始于始新世初期(56 Ma),最终也在始新世末期(43.5 Ma)与欧亚板块全面碰撞,即所谓的“软碰撞”转变为“硬碰撞”^[21,22],导致了欧亚

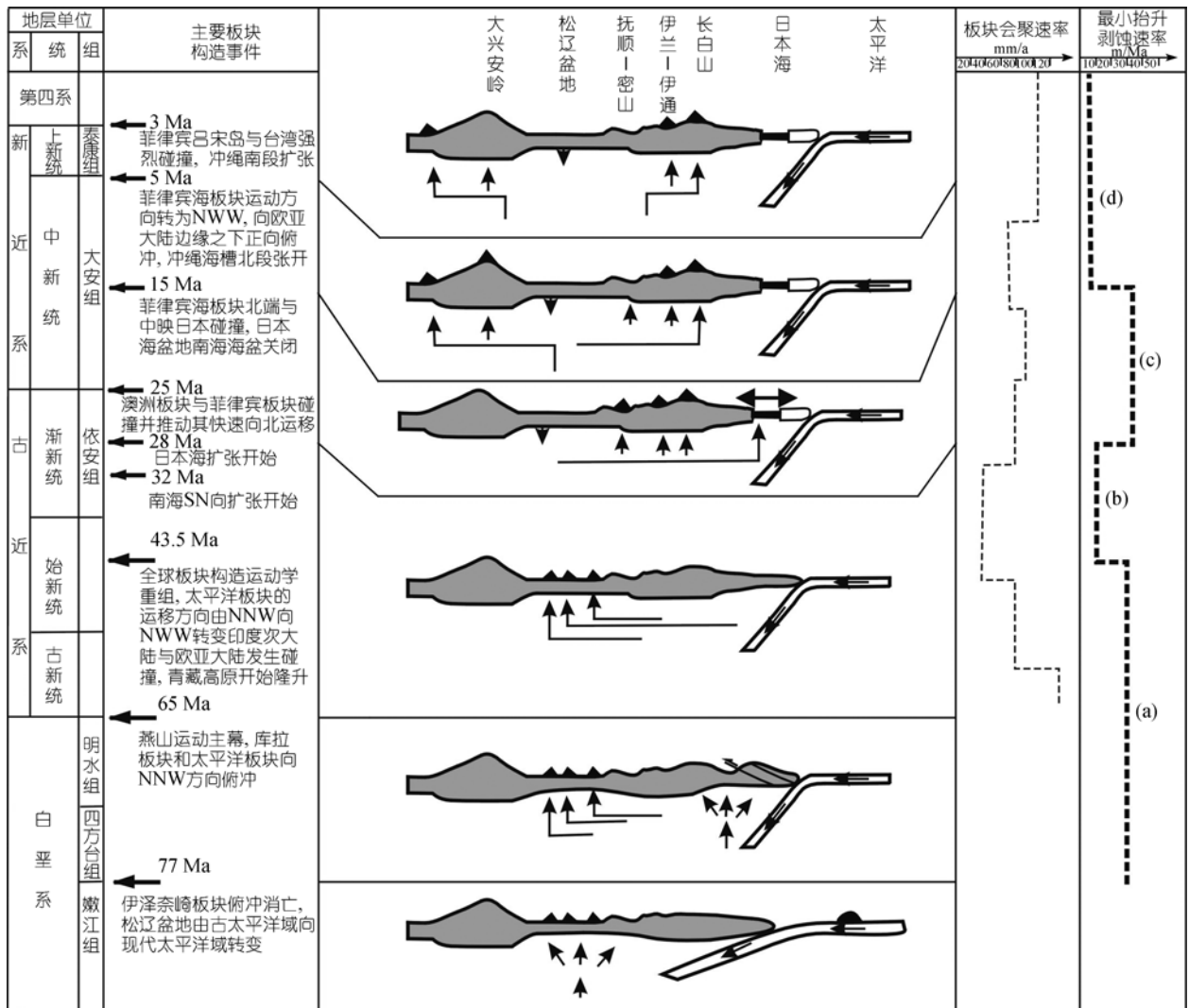


图 7 松辽盆地晚期抬升剥蚀与区域板块构造活动的耦合关系 (a)-(d)的意义同图 5; 太平洋板块与欧亚板块的汇聚速率据文献^[17]

大陆内部强烈的变形, Tapponnier等^[23,24]据此提出著名的滑移线场理论和东亚挤出构造模式. 这些构造活动可能对松辽盆地的构造活动产生了重要的影响, 表现在板块汇聚速率高, 相应的抬升剥蚀速率高(图 7(a)段); (2) 松辽盆地内部至今没有发现从白垩纪末期到始新世中期的沉积记录, 表明该时期盆地始终处于抬升剥蚀阶段. 第一幕缓慢抬升是紧随这些重大构造活动之后应力松弛的反映, 盆地沉积了古近纪伊安组地层, 相应的板块汇聚速率也大幅度降低, 抬升剥蚀速率低(图 7(b)段); (3) 最新研究表明太平洋运动方向的改变可能始于 50 Ma^[25], 并历经 8 Ma 的调整才最终完成, 即从(50 ± 0.9) Ma 持续到(41.5 ± 0.3) Ma^[25], 构造转换时期与第一幕快速抬升作用在时间上匹配良好. 虽然图 5 所确定的演化阶段记录了 50 Ma 这一抬升剥蚀速率转换年龄值, 但是裂变径迹年龄和长度综合模拟结果(图 6)仍然支持盆地由快速抬升剥蚀向缓慢抬升剥蚀转化的时间为 43.5 Ma. 这可能和地质取样的局限性有关, 即盆地不同构造部位的构造演化存在个性, 盆地东部进入抬升剥蚀的时间早, 而西部进入抬升剥蚀的时间晚; 也可能反映了区域板块构造活动与其远程构造响应的时延.

盆地第二幕构造活动是对日本海的拉张和闭合的响应. 日本海始于 28 Ma 的扩张^[26-29]使地幔热流向日本海转移, 导致流向松辽盆地的地幔热流减少, 盆地进一步冷却收缩, 相应的抬升剥蚀速率很高(图 7(c)段). 17~15 Ma 时菲律宾板块北端与日本群岛碰撞, 导致了日本海盆和南海海盆的关闭^[30,31]. 日本海的关闭使流向日本海的地幔热流重新分配在盆地的东部和大兴安岭地区, 松辽盆地进一步小幅度沉积、沉降, 相应的抬升剥蚀速率大幅度降低, 对应着盆地的第二幕缓慢抬升阶段(图 7(d)段). 随后的构造板块汇聚速率虽然进一步提高, 但主要是菲律宾板块运动^[32,33], 并导致了冲绳海槽的拉张, 对松辽盆地的远程影响相对较小, 表现在盆地西部持续小幅度沉降, 抬升剥蚀速率相对较小.

5 结论

(1) 松辽盆地晚期构造活动在空间上具有分区性. 盆地东部进入抬升剥蚀作用的时间早, 抬升剥蚀量大, 而西部进入抬升剥蚀作用的时间晚, 抬升剥蚀量小, 并与盆地主要的构造单元具有良好的对应关系.

(2) 松辽盆地晚期构造活动在时间上具有幕式性. 盆地的热演化历史经历了两期快速冷却和紧随快速冷却之后的两期慢速冷却过程.

(3) 松辽盆地晚期构造活动是对太平洋板块向欧亚板块俯冲及日本海的拉张和闭合的响应.

参 考 文 献

- Zhou Y C, Littke R. Numerical simulation of the thermal maturation, oil generation and migration in the Songliao Basin, North-eastern China. *Mar Petro Geol*, 1999, 16: 771—792[DOI]
- Megoldrick P J, Gleadow A J W. FT dating of lower Palaeozoic sandstones at Tatong, Northern Central Victoria. *J Geol Soc Aus*, 1977, 24: 461—464
- Galy A, France L C. The late Oligocene—Early Miocene Himalayan belt constraints deduced from isotopic compositions of Early Miocene turbidites in the Bengal Fan. *Tectonophysics*, 1996, 260: 109—118[DOI]
- 周祖翼, 毛凤鸣, 廖宗廷, 等. 裂变径迹年龄多成分分离技术及其在沉积盆地物源分析中的应用. *沉积学报*, 2001, 19(3): 456—458
- Gleadow A J W, Duddy I R, Green P F, et al. Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 78: 245—254[DOI]
- Brandan M T. Decomposition of fission-track grain age distributions. *Am J Sci*, 1992, 292: 565—536
- 杨万里, 高瑞祺, 郭庆福, 等. 松辽盆地陆相油气生成、运移和聚集. 哈尔滨: 黑龙江科学技术出版社, 1985. 208
- 方石, 刘招君, 郭巍. 松辽盆地与大兴安岭新生代热构造耦合研究. *核技术*, 2005, 28(9): 717—721
- 杨峰平, 陈发景, 王玉华, 等. 松辽盆地中央坳陷磷灰石裂变径迹分析. *石油勘探与开发*, 1995, 22(6): 20—25
- Yang W L. Daqing oil field, People's Republic of China: a giant field with oil of Nonmarine origin. *AAPG Bull*, 1985, 69(7): 1101—1111
- 向才富, 冯志强, 吴河勇, 等. 松辽盆地异常压力系统及其形成原因探讨. *地质学报*, 2006, 80(11): 1752—1759
- 袁万明, 王世成, 李胜荣, 等. 西藏冈底斯带构造活动的裂变径迹证据. *科学通报*, 2001, 46(20): 1739—1742
- 邱楠生, 胡圣标, 何丽娟. 沉积盆地热体制研究的理论与应用. 北京: 石油工业出版社, 2004. 1—120
- 高瑞祺, 蔡希源, 等著. 松辽盆地油气田形成条件与分布规律. 北京: 石油工业出版社, 1997. 16—17
- Ketcham R A, Donelick R A, Carlson W D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics III: extrapolation to geological time scales. *Am Miner*, 1999, 84: 1235—1255
- Ketcham R A, Donelick R A, Donelick M B. AFTSolve: a program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Geol Miner Res*, 2000, 2(1): 1—32
- Ren J Y, Tamaki K, Li S T, et al. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, 2002, 344: 175—205[DOI]
- Patriat G H, Achache J. Indo-Eurasian collision chronology has

- implications for crustal shorting and driving mechanism of plates. *Nature*, 1984, 311: 615—621[DOI]
- 19 Gordon R G, Jurdy D M. Cenozoic global plate motions. *J Geophys Res*, 1986, 91: 12389—12406
- 20 Maruyama S, Liu J G, Seno T. Mesozoic and Cenozoic Evolution of Asia. In: Ben-Avraham Z, ed. *Evolution of the Pacific Ocean Margins*. New York: Oxford University, 1989. 75—99
- 21 Maruyama S, Tetsuzo S. Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese islands. *Tectonophysics*, 1986, 127: 305—329[DOI]
- 22 Lee T Y, Lawver L A. Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia. *Tectonophysics*, 1995, 251: 85—138[DOI]
- 23 Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tie shan, Mongolia, and Baikal regions. *J Geophys Res*, 1979, 84: 3425—3459
- 24 Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 7: 611—616[DOI]
- 25 Sharp W D, Clague D A. 50-Ma initiation of Hawaiian- Emperor Bend records major change in Pacific plate motion. *Science*, 2006, 313(9): 10—13
- 26 Jolivet L, Philippe H, Claude R. Tectonic setting of western Pacific marginal basins. *Tectonophysics*, 1989, 160: 23—47[DOI]
- 27 Jolivet L, Tamaki K, Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: a synthesis. *J Geophys Res*, 1994, 99(B11): 237—259
- 28 Worrall D M, Kruglyak V, Kunst F, et al. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision. *Tectonics*, 1996, 15(4): 813—826
- 29 Tamaki K. Opening Tectonics of the Japan Sea. In: Taylor B, ed. *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. Newyork: Pleum Press, 1995. 407—419
- 30 Sibuet J C, Hsu S K. Geodynamics of the Taiwan arc-arc collision. *Tectonophysics*, 1997, 274: 221—251[DOI]
- 31 Sibuet J C, Hsu S K, Pichon X L. East Asia plate tectonics since 15Ma: constraints from the Taiwan region. *Tectonophysics*, 2002, 344: 103—134[DOI]
- 32 Huang C Y, Wu W Y, Chang C P, et al. Tectonic evolution of accretionary prism in the arc-continent collision terrane of Taiwan. *Tectonophysics*, 1997, 281: 31—51[DOI]
- 33 Kong F C, Lawver L A, Lee T Y. Evolution of the Southern Taiwan-Sinzi floded zone and opening of the Southern Okinawa trough. *J Asian Earth Sci*, 2000, 18: 325—341[DOI]