

松辽外围南部秀水盆地构造-热演化史的磷灰石裂变径迹分析

陈树旺¹, 孙守亮¹, 张涛¹, Barry P. Kohn², Andrew Gleadow², 刘岩³, Ling Chung², 李永飞¹, 丁秋红¹

(1.中国地质调查局沈阳地质调查中心, 辽宁 沈阳 110034;2.墨尔本大学地球科学学院, 墨尔本 维多利亚 3010; 3.长江大学资源与环境学院, 湖北 武汉 430100)

摘要: 【研究目的】松辽外围白垩世断陷盆地群在构造-热演化史的研究方面相对薄弱, 秀水盆地作为松辽外围南部潜力较大的勘探新区, 对盆地的热史-埋藏史的恢复已然成为该地区油气勘探亟待解决的重要问题。【研究方法】本文通过对秀水盆地辽法地 1 井 5 件钻井岩心样品开展磷灰石裂变径迹测试分析, 首次厘定了盆地经历的热史-埋藏史及烃源岩成熟演化过程。【研究结果】结果表明, 秀水盆地在早白垩世晚期地层达到最大埋深, 而后持续抬升剥蚀近 2000m; 在初始沉降期大地热流值随时间线性升高, 至 120Ma 左右达到最大值, 约为 100.5 mW/m²。而后经历了三段式降温过程, 即先快速降温, 再缓慢降温, 最后快速降温的过程。该热流规律与邻区张强凹陷、松辽盆地相似并可对比。【结论】辽法地 1 井热史-埋藏史恢复结果表明, 义县组三段烃源岩在 90Ma 左右进入到生油窗阶段, 此后由于地层的抬升降温, 热成熟度未进一步演化, 从而最终定型。

关键词: 埋藏史; 热史; 磷灰石裂变径迹; 油气地质调查工程; 秀水盆地; 松辽外围南部; 油气地质调查工程

创新点: 1) 首次厘定了松辽外围南部秀水盆地经历的热史-埋藏史, 并据此分析了烃源岩成熟演化过程, 为下一步油气勘探奠定了基础; 2) 通过邻区对比, 表明区域上古热流值整体呈现出松辽盆地最高, 向南逐渐降低的趋势, 并探讨了造成这种趋势的原因。

Apatite fission track analysis of tectono-thermal history in the Xiushui area, southern Songliao Basin

CHEN Shuwang¹, SUN Shouliang¹, ZHANG Tao¹, Barry P. Kohn², Andrew Gleadow², LIU Yan³, Ling Chung², LI Yongfei¹, DING Qihong¹

(1. Shenyang Center of Geological Survey, China Geological Survey, Shenyang 110032, Liaoning; 2. School of Earth Sciences, The University of Melbourne, Melbourne, Victoria 3010 Australia; 3. College of Resources and Environment, Yangtze University 430100, Wuhan, China)

Abstract: 【Objective】The tectono-thermal history of the Cretaceous fault basins in the Songliao peripheral area had not been well explored. The Xiushui basin is a new exploration area with high hydrocarbon potential in the southern part of the Songliao peripheral area. The reconstruction of the burial and thermal history of the Xiushui basin has become an important issue for hydrocarbon exploration in this area. 【Methods】Based on five samples from the well LFD1 in the Xiushui Basin, burial and thermal history as well as hydrocarbon source rock evolution history of the Xiushui basin were studied using apatite fission track methods. 【Results】The results show that the Xiushui basin reached its maximum burial depth in the late Early Cretaceous, and then uplift

作者简介: 陈树旺, 男, 1964 年生, 研究员, 松辽盆地及外围油气地质调查工程首席科学家, 主要从事油气基础地质勘查工作; Email: sycswgeology@163.com。

通讯作者: 孙守亮, 男, 1982 年生, 高级工程师, 主要从事油气资源调查与研究; Email: sunsolar@qq.com。

基金项目: 国家自然科学基金 (41790451) 和中国地质调查局项目 (DD20190098、DD20190097) 联合资助。

continued and denudated about 2000m. The terrestrial heat flow value increased linearly with time during the initial subsidence period, reaching the maximum value of about 100.5 mW/m^2 at about 120Ma, and then experienced a three-stage cooling process, i.e., rapid cooling, then slow cooling, and finally rapid cooling. The heat flow pattern is similar to and comparable with the adjacent Zhangqiang Depression and the Songliao Basin. 【Conclusions】 The reconstruction results of the burial and thermal history of the well LFD1 indicate that the hydrocarbon source rocks of the third member of the Yixian Formation entered the oil generation window around 90 Ma, and thereafter, due to the uplift and cooling of the formation, the thermal evolution of the source rock ceased, thus remain unchanged to date.

Key words: Burial history; Thermal history; Apatite fission track; Oil-gas geological survey engineering; Xiushui basin; southern Songliao Basin;

Highlights: 1) Burial and thermal history as well as hydrocarbon source rock evolution history of the Xiushui basin were studied using apatite fission track methods for the first time, which lays a foundation for further oil and gas exploration. 2) The regional paleothermal flow shows a trend which the Songliao basin is the highest and gradually decreases to the south, and the reasons for this trend are discussed.

About the first author: CHEN Shuwang, male, born in 1964, Professor, Chief scientist of Petroleum Geological Survey Engineering in Songliao Basin and its periphery, Engaged in basic geological survey of oil and gas; E-mail: sycswgeology@163.com.

About the corresponding author: SUN Shouliang, male, born in 1982, Senior Engineer, Engaged in petroleum geological exploration and research; E-mail: sunsolar@qq.com.

Fund support: Supported by National Natural Science of China (Grant No. 41790451) and China Geological Survey oil and gas survey program (Grant No. DD20190098、DD20190097).

1 引言

位于中国东北地区的松辽盆地,是我国油气资源的重要产区,为我国经济发展做出了极大贡献。然而,随着老油区进入开采后期,亟需开拓新的勘探领域,稳产增储。在这一背景下,松辽外围盆地群日益得到各油田公司和中国地质调查局的关注,并投入了很多油气基础研究工作,为开辟新区、拓展新层系,提供了重要地质依据(陈树旺,2010;丁秋红,2013)。

盆地热演化史分析是盆地形成演化的重要组成部分,识别并判断热演化阶段对于综合评价油气盆地资源前景具有基础性地位(任战利等,2014)。以往研究表明,全球160多个大油田的大地热流范围均介于 $46.0\text{-}75.4 \text{ mW/m}^2$ 之间,其中的大部分主要集中在 $62.8\text{-}71.2 \text{ mW/m}^2$ 左右(Ádám,1978;谢鸣谦,1981;Chapman and Rybach,1985)。吴乾蕃(1990、1991)认为松辽盆地大地热流平均值为 68.2 mW/m^2 ,恰好位于全球大油田热流峰值之中,可见油气生成与地热场有着密切的关系。松辽盆地自从1959年大庆油田的发现以来,开展了大量地热场与石油生成、运移、富集关系的研究(吴乾蕃,1990)。吴乾蕃和谢毅真(1985)通过65口井温数据分析,认为松辽盆地地温场呈中间高、边部低、环状分布的特征。另外,松辽盆地的高地温梯度带在纵向上与主要生油层一致,而平面上的高地温异常区和主要产区一致,说明深度和温度是生烃母质向石油转化的重要因素(刘耀光,1982)。

突泉盆地突D1井、突参1井先后获得油气发现,使得松辽盆地外围中、新生代盆地群的油气基础研究工作获得越来越多的关注(陈树旺等,2015,2016;李世臻等,2015;许长

斌, 2018; 张德军等, 2020)。然而, 松辽外围早白垩世断陷盆地群在构造-热演化史的研究方面国内外确鲜有报道(王乐闻, 2012; 冯留雷, 2016; 武英利等, 2020), 针对该地区断陷盆地的沉降、反转过程、地质热历史的研究, 已然成为油气勘探亟待解决的重要问题。秀水盆地作为松辽外围南部早白垩世断陷盆地群潜力较大的勘探新区, 近年来多口钻井钻遇了油气显示, 揭示了该地区良好的油气资源前景(丁秋红等, 2019; 李文博等, 2019a)。因此, 针对秀水盆地古热流值、热史及埋藏史研究, 不仅可为秀水盆地进一步油气勘探提供参考, 对整个松辽外围盆地群盆地演化研究同样具有重要意义。

裂变径迹法作为恢复沉积盆地地质热历史的一种新方法(Arne, 1991; Belton and Raab, 2010; Braun et al., 2016), 不仅能给出一定范围内地层经历的最高古地温, 还可模拟地史时期的温度变化(Middleton and Falvey, 1983; 来庆洲等, 2006; Hegarty et al., 2007)。通过对岩石样品中磷灰石裂变径迹数据的分析, 除可得到有关沉积盆地的热演化史, 还可用来模拟计算地层的抬升剥蚀时间、剥蚀速度及剥蚀量等, 近年来已对油气资源评价和勘探产生了重要影响(Garver et al., 1999; 郭彤楼等, 2004; 方石等, 2005; 丁超等, 2016)。

本文通过秀水盆地辽法地 1 井钻井岩心磷灰石裂变径迹样品测试分析, 厘定了秀水盆地经历的热史演化过程。在辽法地 1 井热史-埋藏史恢复的基础上, 进一步分析了秀水盆地义县组烃源岩的成熟演化过程。通过邻区对比, 分析了区域上古热流值的变化趋势, 并探讨了造成这种趋势的原因。

2 区域地质背景

秀水盆地位于松辽外围的南部地区, 其大地构造位置属于华北板块北缘的陆缘活动带。松辽外围南部地区横跨兴蒙-吉黑造山带、华北板块及北缘增生带等几大构造单元(任纪舜等, 1998)。早志留世晚期(437~432Ma)以来, 该地区由华北板块与西伯利亚板块在漫长的地质演化历史中经历了复杂的拼合与增生(Shi Yi et al., 2019); 晚侏罗世全区进入环太平洋构造域, 伸展环境使得该区域形成了秀水盆地等一系列断陷盆地群(陈发景和汪新文, 1997; 陈为佳等, 2014)(图 1a)。区内断裂系统发育, 如东西向的赤峰-开原断裂、西拉木伦河断裂发育于晚古生代, 依兰-伊通断裂、红山-八里罕断裂等北东向的断裂主要发育于古生代末期-中生代早期(高瑞琪和蔡希源, 1997)。

秀水盆地处于赤峰-开原断裂及依兰-伊通断裂之间, 受北东向构造控制呈近 NNE 向展布, 长约 34 km, 宽 15~25 km, 面积近 710 km²(图 1b)。在区域上, 中生界白垩系自下而上发育有下白垩统义县组、九佛堂组、沙海组、泉头组, 上述地层均以陆相盆地沉积为特征。因第四系覆盖, 秀水盆地未见九佛堂组出露, 根据煤田钻孔和秀 D1 井钻孔资料分析, 该组发育在秀水盆地的中南部(丁秋红, 2019)。

辽法地 1 井位于秀水盆地登仕堡凹陷, 进尺 1800 m, 全井段取心, 揭示早白垩世义县组火山-沉积地层 1770 m(图 1c)。根据该井所钻遇的地层层序, 秀水盆地发育的义县组可分为四段: 一段岩性主要为中、基性火山岩, 揭露厚度 590 m; 二段底部为一套粗碎屑的扇

三角洲沉积，中、上部主要为火山碎屑岩，揭露厚度 560 m；三段为湖相暗色泥岩与砂岩互层，揭露厚度 490m；四段岩性主要为酸性火山岩，揭露厚度 130 m（李晓海等，2019）。

通过对沉积地层、断裂构造、盆地基底结构特征等分析认为，秀水盆地发育四期不同的构造演化阶段。裂陷阶段，相当于义县组一段沉积时期，以粗粒复陆屑沉积建造及大面积中基性火山岩喷发为特征；沉降阶段，相当于义县组二段和三段沉积时期，为火山喷发间歇期，沉积了较厚的义县组三段湖相暗色泥岩；萎缩阶段，相当于义县组四段沉积时期，火山喷发作用强烈，形成了以酸性火山岩为主的地层；抬升剥蚀阶段，相当于九佛堂组—泉头组沉积前期，盆地呈差异性升降剥蚀为主，至白垩纪末期，盆地进入全面抬升剥蚀阶段（丁秋红等，2019）。义县组三段沉积厚度稳定，其暗色泥岩单层最大厚度约 22 米，且已达到中等-好烃源岩，具有良好的生油潜力，为该区主要的生油层位（姚玉来等，2018）。

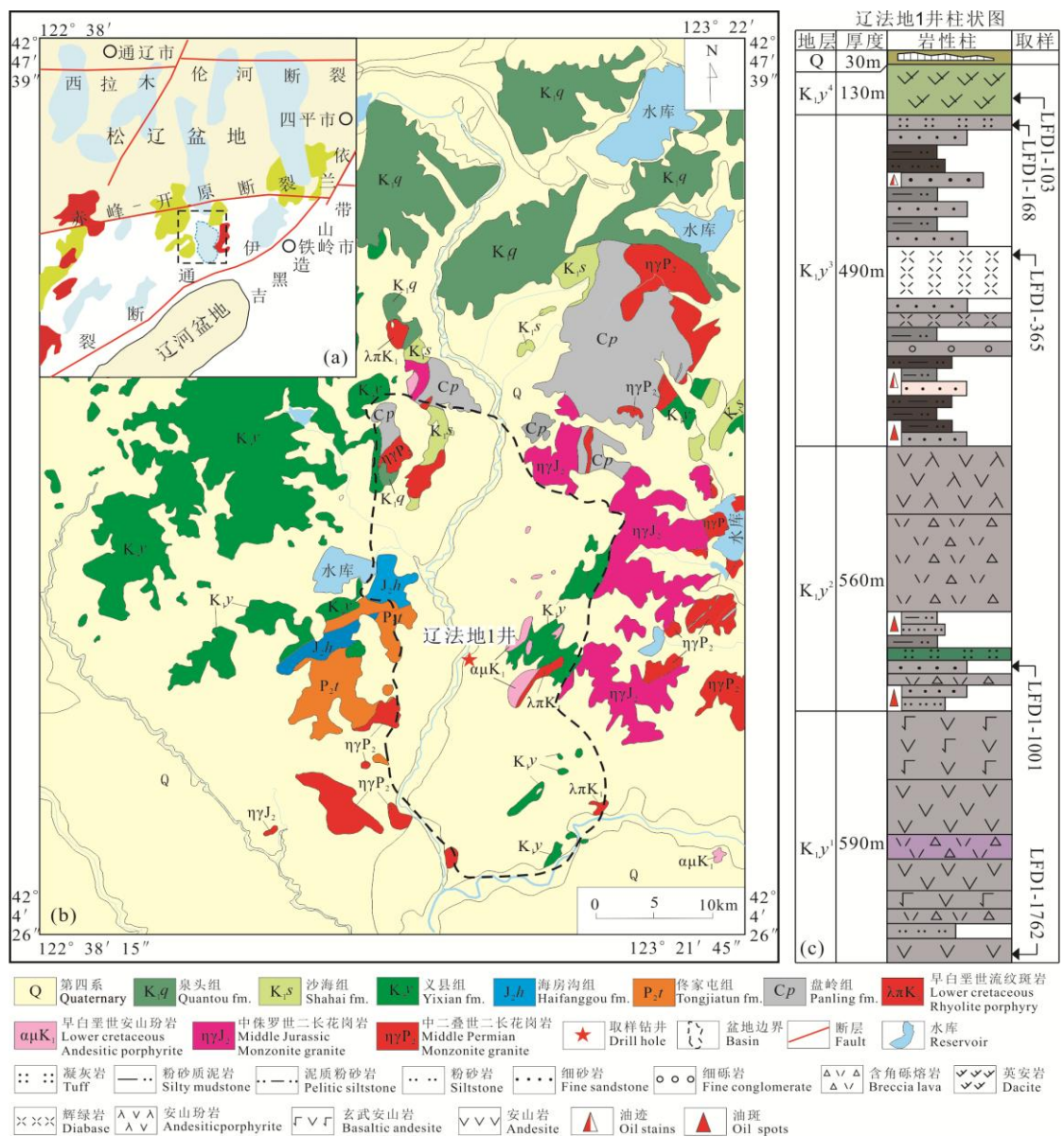


图 1 秀水盆地地质图及取样位置
Fig. 1. Geological map of the Xiushui Basin and sampling positions

3 样品与实验

3.1 取样

通过磷灰石裂变径迹法开展盆地热演化史研究, 需要对同一口井钻井岩心按岩性分层、间隔取样的方法, 系统采样(康铁笙和王世成, 1991)。本文共采集辽法地 1 井钻井岩心样品 5 件(取样位置见图 1c), 开展磷灰石裂变径迹测试分析。限于钻井岩心取样大小限制, 部分样品挑选单颗粒磷灰石数量不足, 未能测得相关封闭径迹长度。测试数据见表 1。

表 1 秀水盆地磷灰石裂变径迹分析结果
Table 1. Apatite fission track analysis results of samples from the Xiushui Basin

样品号	深度/m	层位	岩性	N	N _s	ps/(10 ⁵ /cm ²)	²³⁸ U/ppm	P(χ ²)/%	C age/Ma	L/μm	N _i
LFD1-103	103	K _{1y} ⁴	英安岩	25	109	1.04	5.58 ± 2.06	75	41.9±4.1		
LFD1-168	168	K _{1y} ³	凝灰岩	29	364	1.78	4.34 ± 1.02	56	86.3±4.8	12.8±0.2	114
LFD1-365	365	K _{1y} ³	辉绿岩	27	108	1.81	5.04 ± 3.56	99	85.9±8.9	12.5±0.9	77
LFD1-1001	1001	K _{1y} ²	中砂岩	29	177	2.91	5.42 ± 2.48	78	118.9±9.4		
LFD1-1762	1762	K _{1y} ¹	安山岩	28	54	0.58	4.11 ± 0.94	100	31.0±4.3		

注:H 为井深; N 为颗粒数; N_s 为计数的自发裂变径迹数; ps 为自发裂变径迹密度; C age 为样品的表现年龄(中间年龄); L 为测量的径迹长度; N_i 为测量的径迹条数。

3.2 测试方法

样品制备挑选、磷灰石制靶及年龄测制在澳大利亚墨尔本大学低温热年代学实验室完成。具体测试步骤为: 单颗粒磷灰石利用环氧树脂载玻片上制备后, 在研磨机上剖光以暴露颗粒表面, 然后在 20℃ 下用 5m HNO₃ 蚀刻 20 秒显示出裂变径迹。使用安装在蔡司显微镜上的 F-320C 相机对 TrackWorks 拍摄的径迹图像集进行分析, 通过 FastTracks 自动计数获得磷灰石内表面的自发径迹密度(Gleadow et al., 2009)。然后使用连接到安捷伦 7700 质谱仪的 Nd-YAG 激光器(λ = 213nm, 5Hz, 光斑 25μ m), 通过 LA-ICP-MS 单点分析测定每颗晶粒的铀浓度(武利民等, 2021)。根据 Hasebe 等人(2004)计算单颗粒和池年龄, 使用的牛顿-拉斐逊法给出的公式(Galbraith, 2005), 从单颗粒年龄和误差中估算出中心年龄。最后通过 ²⁵²Cf 辐照, 并校正磷灰石折射率为 1.634, 使用 FastTracks 测量径迹真实的三维长度作为封闭径迹长度(Gleadow et al., 2002)。

4 测试结果

4.1 磷灰石裂变径迹年龄

辽法地 1 井 5 个样品的裂变径迹年龄分别为 31.0 Ma、118.9 Ma、85.9 Ma、86.3 Ma、41.9 Ma, 样品对应深度分别为 1762m、1001m、365m、168m、103m(表 1)。通过高精度锆石 U-Pb CA-ID-TIMS 地质年代学研究, 辽法地 1 井义县组顶部 225m 处流纹岩年龄为 121.43±0.14Ma, 617m 处的火山灰夹层的锆石 U-Pb 年龄为 123.28±0.23 Ma(王天天, 待发表)。这些数据显示辽法地 1 井 617 m 以上地层的沉积年龄限定为 123.28-121.43 Ma。由此可推测 LFD1-365(深度 365 m)的辉绿岩、LFD1-168(深度 168 m)凝灰岩快速冷却年龄应该在该时间段。然而上述样品对应裂变径迹年龄分别为 85.9 Ma、86.3 Ma, 明显小于样

品冷却成岩年龄。表明秀水盆地辽法 1 井样成岩后再次埋藏至部分退火带内，使样品经历再次加热，年龄逐渐变小。

4.2 单颗粒年龄分布

磷灰石单颗粒径迹年龄的 χ^2 检验值 $P(\chi^2)$ 可用于判断其是否属于同一年龄组。若 $P(\chi^2) > 1\%$ ，说明样品经历了单一的冷却过程，其单颗粒径迹年龄具有单一的年龄平均值，为同一年龄组；若 $P(\chi^2) < 1\%$ ，寿命样品的裂变径迹年龄形成于不同的构造热事件，其单颗粒径迹年龄为不同的年龄组 (Galbraith, 1981; Green, 1981)。LFD1-103、LFD1-168、LFD1-365、LFD1-1001 四个样品的 $P(\chi^2)$ 值均小于 1%，且样品具有足够多的单颗粒磷灰石，参考各样品的年龄雷达图，通过二项峰拟合法开展峰值解叠，可以得到样品相应的峰值年龄 (图 2)。

由图 2 中可以看出，LFD1-103、LFD1-365、LFD1-1762 样品在 30-40 Ma 存在峰值，说明样品在 30-40 Ma 存在一次明显的抬升冷却过程。同时样品 LFD1-103、LFD1-168、LFD1-365 在 80-90 Ma 有一峰值，说明样品在 80-90 Ma 存在一次抬升冷却过程 (刘顺生, 1984; 姜继玉, 2009)。而样品 LFD1-1001 虽然在直方图中存在几个峰值，且部分单颗粒磷灰石裂变径迹年龄明显大于地层的沉积年龄，故推测该样品的峰值年龄更多是代表物源区的构造事件。

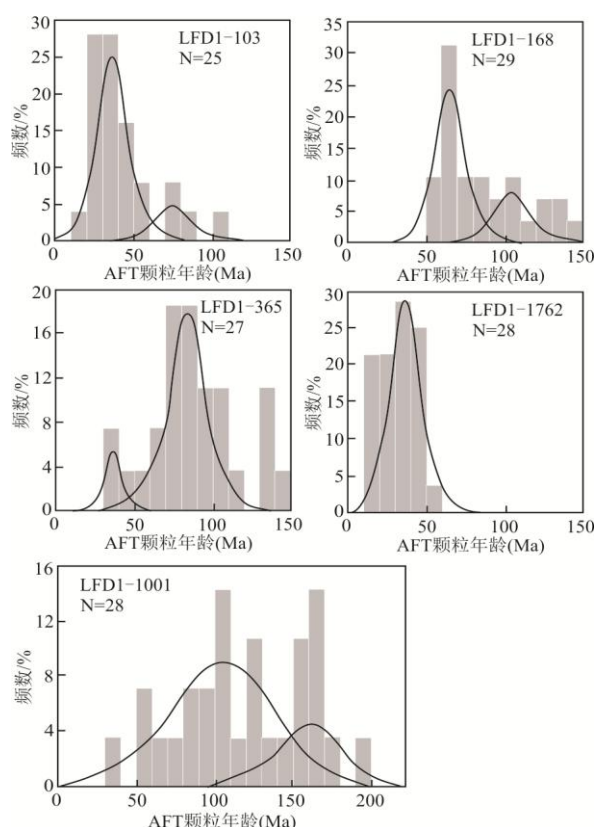


图 2 单颗粒磷灰石裂变径迹年龄分布直方图

Fig. 2. Histograms showing the distributions of single grain apatite fission-track ages

4.3 径迹长度及其分布特征

由于钻井取心数量的限制，仅 LFD1-168、LFD1-365 两个样品测量了封闭径迹长度。两

样品磷灰石单颗粒数量均在 25 颗以上，封闭径迹不少于 70 条（表 1），满足磷灰石测试的基本条件及要求，测试结果是可信的（Green, 1986）。

由表 1 可知，两个样品的平均封闭径迹长度为 12.5-12.8 μm ，标准偏差为 0.2-0.9 μm ，均小于原始径迹长度（16.3 \pm 0.9 μm ）（Green, 1986），表明其在成岩后，埋藏至部分退火带，使样品经历再次加热，径迹长度变短。

从辽法地 1 井磷灰石裂变径迹长度直方图（见图 3，其中 n 代表观察的封闭径迹条数，L 代表围封闭径迹长度）可以看出，LFD1-168、LFD1-365 样品径迹长度均呈展宽单峰型，表明样品曾进入部分退火带，经历了 70-125 $^{\circ}\text{C}$ 的古地温，且可能经历了快速的降温过程，处于单调冷却的过程中（Gleadow and Duddy, 1986）。

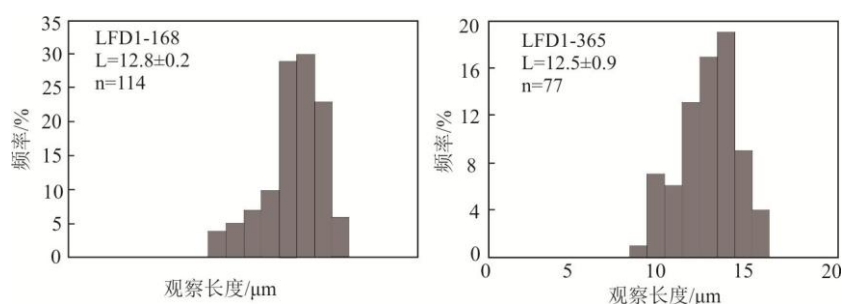


图 3 单颗粒磷灰石裂变径迹封闭径迹长度直方图

Fig. 2. Histograms showing the distributions of single grain confined apatite fission-track lengths

5 构造-热历史模拟

裂变径迹分析的一个重要特征是其基础数据反映的不仅仅只是样品在达到最大古地温（封闭温度）时的时间，而且还记录了样品所经历的热历史，即矿物上的每一个裂变径迹记录了样品所经历的低于封闭温度的整个热历史的某一阶段的信息（Wang et al., 2013; Marco and Paul, 2019; 史成辉等, 2020）。然而，地层的温度历史是受其埋藏史及古热流史等多重因素的控制（李兴伟, 2015, 邱楠生等, 2020）。为此，热史模拟需要与埋藏史及古热流史相结合，通过地温场的正演模拟而间接实现热史的恢复（崔军平等, 2007）。

5.1 古地温梯度推算

LFD1-1762（深度 1762 m）安山岩表观年龄为 31.0 \pm 4.3 Ma，不仅小于 168 m 及 365 m 两个样品的表观年龄 85.9 Ma、86.3 Ma，而且也远小于其快速冷却年龄 123.28-121.43 Ma。表明样品经历了完全退火，其表观年龄代表了样品经历抬升通过封闭深度（封闭温度所对应的埋藏深度）至今的年龄。另外，可以认为秀水盆地在 31 Ma 以前达到的最大古地温，31 Ma 以来经历了冷却抬升的过程。由于秀水盆地缺失泉头组以上的地层，由此判断秀水盆地最大古地温是在早白垩晚期达到的。

LFD1-1001（深度 1001 m）中砂岩样品表观年龄 118.9 \pm 9.4 Ma，明显没有完全退火。根据其单颗粒磷灰石裂变径迹年龄仍包含较多大于 120 Ma 的年龄数据，推测其部分保有源区的信息，故而使其表观年龄与沉积年龄接近。另外，综合样品 LFD1-1762（深度 1762 m）已完全退火的分析，可推测封闭深度在 1001-1762 m 之间。假定 1500 m 为封闭深度，即

1500-168m 为部分退火带, 根据退火带古地温范围为 70-125°C, 推算秀水盆地退火带的平均古地温梯度至少在 4°C/100 m 以上。

需要指出的是, LFD1-103 (深度 103m) 英安岩的表观年龄为 41.9±4.1Ma, 远小于地层年龄。根据该样品岩矿鉴定及表观年龄, 推测该年龄代表义县组地层沉积后的一次构造热事件, 该样品应为该次构造热事件的浅成侵入成因。

5.2 单井埋藏史分析

若以地温梯度 4°C/100 m 计算, 可以确定辽法地 1 井顶部样品 LFD1-168, 需要埋藏深度达 1750 m, 方能使其达到部分退火带温度区间 (>70°C)。现今, 辽法地 1 井顶部 LFD1-168 样品埋藏深度约为 168 m, 由此可以推算白垩纪之后, 秀水盆地经历显著的抬升事件, 地层抬升剥蚀量至少在 1582 m 以上。

通过选取辽法地 1 井泥岩段做泥岩声波时差, 据此类推至地表泥岩声波时差 550 us/m, 则可得到现今地层剥蚀厚度 (王腾飞等, 2019)。经过处理可得到辽法地 1 井义县组四段顶部剥蚀总厚度约为 2000 m, 该数值与磷灰石裂变径迹估算的剥蚀量基本一致。秀水盆地普遍缺失泉头组以后的沉积地层, 故推测在早白垩世晚期地层达到最大埋深, 而后持续抬升剥蚀近 2000 m。基于上述认识构建了辽法地 1 井单井沉积埋藏史。

5.3 古热流史模拟

由前述构造演化历史可知, 在早白垩世义县期本地区处于环太平洋构造域, 为伸展构造环境。此时地壳发生减薄, 发生大规模的岩浆活动, 其中义县期岩浆活动最为强烈 (李伍平 and 路凤香, 2002), 为热流最高期。参照前人的研究认为其最高地温梯度可达 5.5-5.7°C/100 m (姜继玉, 2009)。其后随着构造活动的逐步减弱, 上覆地层的沉积, 大地热流逐步降低, 表现为地温梯度的降低。通过辽法地 1 井不同时间测量的井底温度恢复曲线, 确定现今地温梯度为在 3.12°C/100m 左右, 与邻区张强凹陷 (3.1-4.06°C/100m) 较为接近 (夏毓亮等, 1996)。

万明弼 (1997) 根据强参 1 井实测热导率, 计算了张强凹陷古热流值。结果表明义县组晚期的热流值为 71.6 mW/m², 之后持续升温, 至阜新组末期大地热流值达到最高 95.0 mW/m², 而后热流值逐渐减小。以此为基础, 结合前述秀水盆地构造演化背景, 利用 McKenzie 裂谷盆地热流模型设置了大地热流变化规律, 并以现今实测地温梯度和实测镜质体反射率数据 (李文博等, 2019b) 为约束, 经过反复计算拟合, 反演模拟了秀水盆地古热流史 (图 4)。从图 4 可以看出, 秀水盆地在初始沉降期大地热流值随时间线性升高, 至 120 Ma 左右达到最大值 100.5 mW/m², 而后热流值随时间呈指数减小, 进入热沉降阶段。

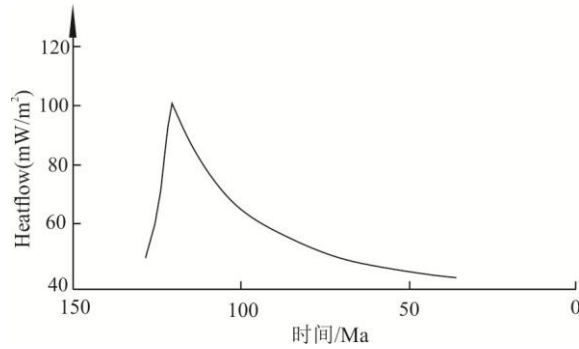


图 4 秀水盆地 McKenzie 大地热流模型

Fig.4 The McKenzie terrestrial heat flow model of the Xiushui Basin

5.3 热史模拟

热史模拟是利用磷灰石裂变径迹封闭径迹长度的统计参数获取地质热历史过程的计算机模拟方法。已有学者对磷灰石裂变径迹退火规律进行了实验研究，并建立了定量描述裂变径迹密度和长度随温度与时间变化关系的退火模型 (Crowley et al., 1986; Kohn et al., 2009)。大量研究实例表明，通过磷灰石裂变径迹的退火模型可对盆地在地质历史时期经历的热历史进行定量再造 (杨峰平等, 1995; 薛爱民, 1994; 周成礼等, 1994; Tingate and Duddy, 2002; 李慧莉等, 2005; 向才富等, 2007)。姜继玉等 (2009) 通过对松辽盆地 4 口探井开展磷灰石裂变径迹分析，认为松辽盆地滨北地区的最高古地温出现在白垩纪末期，随着早古近纪之后盆地的抬升剥蚀，经历了 2 次明显的冷却过程，大地热流值衰减降温，生烃作用停止。

本文应用 HeFTy 裂变径迹热史模拟软件，对 LFD1-168、LFD1-365 两个样品进行了热史恢复。以所有样品单颗粒年龄及偏差、诱发 / 自发裂变径迹条数、封闭径迹长度和径迹与 C 轴夹角为参数，采用扇型分布模型进行计算，综合磷灰石裂变径迹年龄，及样品埋深等因素约束，通过修正剥蚀量、埋藏史及古地温，并模拟可能的温度—时间演化曲线 (每个样品取 10000 条模拟曲线)，之后将模拟结果与实测径迹长度、年龄分布比对，采用 K-S 检验和年龄 GOF 参数评估模拟质量。如图 5 左图所示，红褐色区域为检验可信度在 5% 以上区域，其中的黑色实线为最佳热史路径。两个样品的热史路径总体呈现出明显的三段式降温趋势：先快速降温，再缓慢降温，最后快速降温的过程。

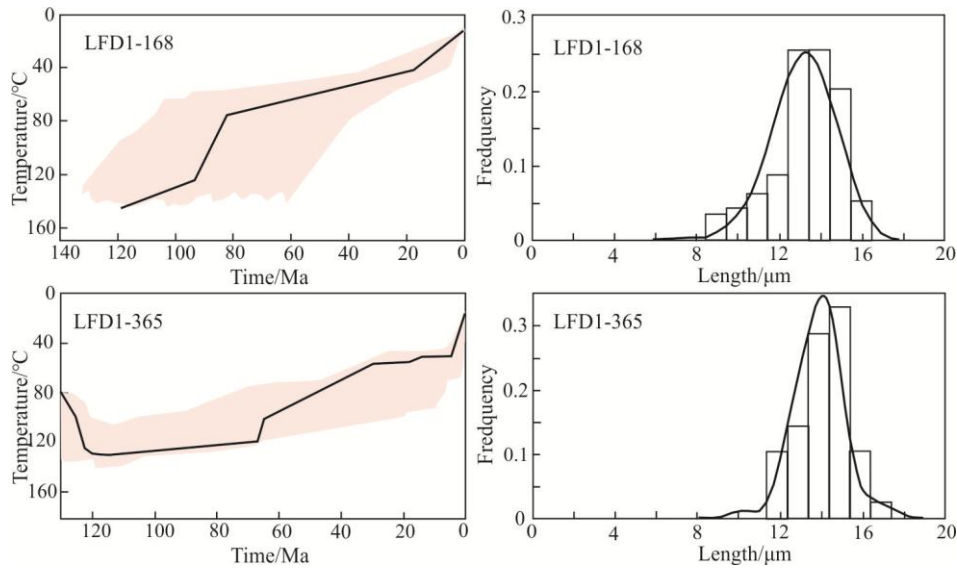


图 5 地层温度史模拟及磷灰石样品实测、模拟封闭径迹长度分布

Fig.5 Thermal history modeling results and histograms of measured and model-generated confined apatite fission track length distributions

第一阶段快速降温过程发生在 90-80 Ma 之间，该时期正是松南地区的盆地群结束早白垩世断陷期（陈为佳等，2014）。也就是泉头组沉积后（黄清华等，1999；王璞珺等，1995），火山活动减弱至停止，地温梯度快速下降。推测本区同时伴随着隆升剥蚀，进而秀水盆地缺失沙海组以后沉积地层，致使泉头组仅在盆地的北侧有零星出露。第二个缓慢降温区间较长，大致从 80 Ma 开始一直持续到 30-20 Ma 左右，该时期的松南盆地群已进入拗陷期，而秀水盆地由于区域的差异升降，处于缓慢抬升之中。第三阶段快速降温发生在距今 10-5Ma，一直持续至今。

以 LFD1-168、LFD1-365 两个样品得出热史路径做为限定，对辽法地 1 井单井热史模拟进行约束，得到古温度史路径如图 6 所示。辽法地 1 井单井热史与 LFD1-168、LFD1-365 两个样品的最佳路径相似，同样存在三段式降温趋势。推测最后的快速降温区间为热史模拟的长尾现象，温度历史并不可信，顾本文不对其进行讨论。

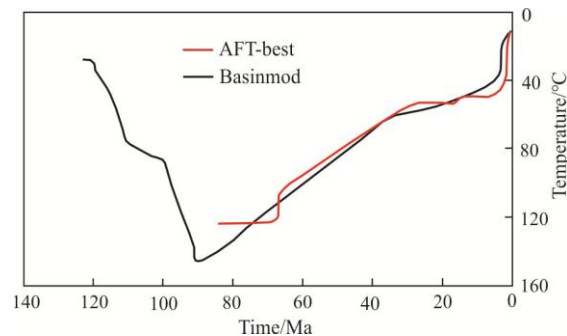


图 6 辽法地 1 井单井热史模拟与 AFT 样品最佳热史路径对比图

Fig.6 Comparison of thermal history of LFD1 well and the best thermal history path from AFT sample results

5.4 模拟结果分析

结合沉积埋藏史的恢复，绘制了辽法地 1 井热史-埋藏史图（图 7）。从恢复的结果来看，义县期地温梯度较高，但义县组三段烃源岩的地层温度在 80°C 以下，未达到成熟阶段。

随后由于下白垩统地层的快速沉积，义县组烃源岩在 90 Ma 左右达到最大埋深，并进入生油窗。在此之后，由于地层的抬升剥蚀，地层开始降温，热成熟度并未进一步演化，从而最终定型。

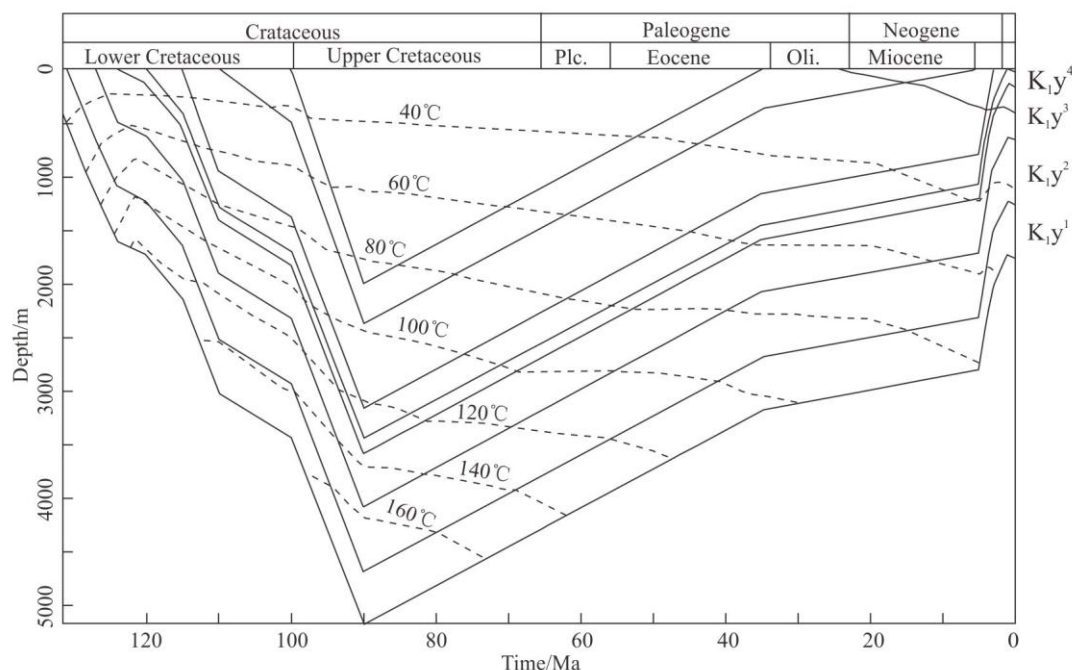


图 7 辽法地 1 井热史-埋藏史模拟图

Fig. 7. Modeling results of burial and thermal history of LFD1 well

6 讨论

向才富等 (2007) 通过磷灰石裂变径迹恢复了松辽盆地晚期的构造热历史，认为松辽盆地晚期构造活动在时间上具有幕式性。其中第一幕冷却过程是对燕山运动主幕构造运动的响应，抬升剥蚀时间可能始于嫩江组末期 (嫩江运动)，并持续到始新世末期，与秀水盆地辽法地 1 井两段式降温区间大致相同。Larson 和 Chase (1972) 通过海底磁条带对比，认为最近 100Ma 以来，太平洋板块向欧亚板块俯冲了数千公里。以往研究认为，90Ma 之前板块运动相对稳定，自 88-65Ma 以来板块活动突然脉冲式加速，是太平洋板块发生重大构造重组和变革的时期 (Stepashko, 2006、2008)，期间欧亚板块也进行了多次调整 (宋鹰, 2010)。在这一背景下，位于松辽外围南部的秀水盆地，结束了埋藏升温，进入了全面抬升剥蚀阶段。由此可见，松辽盆地乃至整个东北地区的热演化事件均是对太平洋板块向欧亚板块俯冲的响应。

另外，邻区张强凹陷在义县组晚期热流值为 71.27 mW/m^2 ，至阜新组末期大地热流值达到最高 95.04 mW/m^2 (图 8) (万明弼, 1997)。相比较张强凹陷北侧的松辽盆地，最大古地温在晚白垩世达到最大，为 106.94 mW/m^2 (任战利等, 2001; 高松, 2010)。秀水盆地则是在 120Ma 年热流值达到最高，约为 100.5 mW/m^2 。

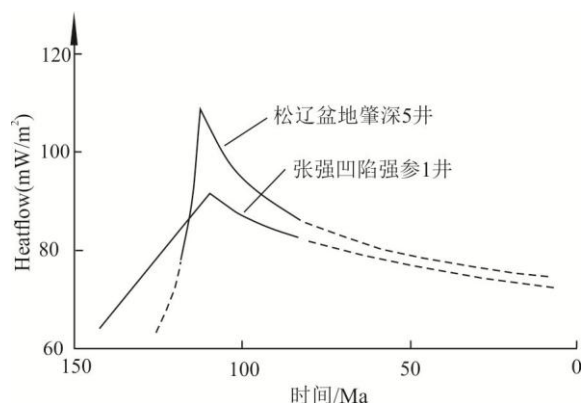


图 8 邻区古大地热流随时间变化图（据万明弼改，1997）

Fig. 8. The variation of paleo-heat flow with time of adjacent areas (after Wan et al., 1997)

松辽盆地、张强凹陷及秀水盆地同处于南北一线，均在 120-110 Ma 左右达到最高古地温后逐渐冷却降温。并且古热流值整体呈现出松辽盆地最高，向南逐渐降低的趋势。通过地球物理资料解释认为松辽盆地莫霍面最浅处埋深约为 29 km，小于莫霍面的平均埋深 33 km（刘晨璞等，2016）。另外，以往深部构造研究也表明，从松辽盆地南部的莫霍面在剖面上整体呈现台阶状，康平-昌图一带，莫霍面深为 32-33 km，开鲁-奈曼一带深度为 36-37 km，而处于中间的彰武-科左右旗一带，莫霍面为斜坡区，由 33 变为 36 km（王东坡等，1997），并且岩石圈向北至松辽盆地逐渐减薄（程日辉和刘招君，1997）。因此本文认为，位于软流圈物质上涌边缘的松辽外围南部地区，其热流值受热传导率、规模和传播过程中热流损失等影响而相对于松辽盆地要低一些。

综上，虽然秀水盆地在古大地热流规律上与邻区具有相似或可对比性，但其最高古大地热流值与松辽盆地的差异性，及区域上的沉降-抬升历史对区域油气的运聚耦合关系，仍需做进一步的细致研究。

7 结论

（1）由于早白垩世火山活动的关系，秀水盆地在初始沉降期大地热流值随时间线性升高，至 120 Ma 左右达到最大值，约为 100.5 mW/m^2 ，而后热流值随时间呈指数减小，进入热沉降阶段。该热流规律与邻区张强凹陷、松辽盆地具有相似性及可对比性。

（2）利用泥岩声波时差恢复了辽法地 1 井埋藏史，推测秀水盆地在早白垩世晚期地层达到最大埋深，而后持续抬升剥蚀近 2000m。这与利用磷灰石裂变径迹推算的抬升剥蚀量在 1582 m 以上大致相当。

（3）通过对磷灰石裂变径迹模拟，秀水盆地表现出明显的三段式降温趋势：先快速降温，再缓慢降温，最后快速降温的过程。辽法地 1 井单井热史模拟与 AFT 热史模拟最佳路径相似，同样存在三段式降温趋势。

（4）辽法地 1 井热史-埋藏史恢复结果表明，义县组三段烃源岩在 90 Ma 左右进入到生油窗阶段。在此之后，由于地层的抬升剥蚀，地层开始降温，热成熟度并未进一步演化，从而最终定型。

References

- A .1978. Geothermal effects in the formation of electrically conducting zones and temperature distribution in the earth[J]. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 17(2):P21-P28.
- Arne D C . 1991. Regional thermal history of the Pine Point area, Northwest Territories, Canada, from apatite fission-track analysis. *Econ Geol*, 86:428–435.
- Belton D X, Raab M J. 2010. Cretaceous reactivation and intensified erosion in the Archean-Proterozoic Limpopo Belt, demonstrated by apatite fission track thermochronology. *Tectonophysics*, 480:99–108.
- Braun J, Stippich C, Ulrich A. Glasmacher UA. 2016. The effect of variability in rock thermal conductivity on exhumation rate estimates from thermochronological data. *Tectonophysics*, 690:288–297.
- Chapman D S, Rybach L. 1985. Heat flow anomalies and their interpretation[J]. *Journal of Geodynamics*, 4(1-4):3-37.
- Crowley K D, Cameron M, Schaefer R L. 1991. Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. *Geochim Cosmochim Acta*, 55(5): 1449-1465.
- Galbraith R F. 1981. On Statistical models for fission track counts[J]. *Journal of Mathematical Geology*,13: 471-478.
- Galbraith R F. 2005. *Statistics for fission track analysis*[M]. CRC Press: 1-240.
- Garver J I , Brandon M T , Roden-Tice M , Kamp P J J. 1999. Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology[J]. *Geological Society London Special Publications*, 154(1):283-304.
- Gleadow A J W, Duddy I R. 1986. Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages[J] . *Earth and Planetary Science Letters*, 78: 245- 254.
- Gleadow A J W, Kohn B P, Brown R W, O'Sullivan P B, Raza A. 2002. Fission track thermotectonic imaging of the Australian continent. *Tectonophysics*, 349:5–21.
- Gleadow, A.J.W., Gleadow, S.J., Belton, D.X., Kohn, B.P., Krochmal, M.S.. 2009. Coincidence mapping - a key strategy for the automatic counting of fission tracks in natural minerals[J]. *Geological Society London Special Publications*, 324(1):25-36.
- Green P F. 1981. Anew look at statistics in fission track dating[J]. *Nuclear Tracks Radiation Measurement*,5:77-86.
- Green, P F. 1986. On the thermo-tectonic evolution of Northern England: Evidence from fission track dating[J]. *Geological Magazine*, 123(05):493-506.
- Hasebe, N., Barberand, J., Jarvis, K., Carter, A., Hurford, A.J. 2004. Apatite fissiontrack chronometry using laser ablation ICP-MS. *Chem. Geol.* 207, 135–145.
- Hegarty K A, Foland S S, Cook A C, Green P F, Duddy I R. 2007. DirectMeasurement of Timing: Underpinning a Reliable Petroleum System Model for the Mid-Continent Rift System[J]. *AAPG Bulletin*, 91(7):959-979.
- Kohn B P, Lorencak M, Gleadow A J W, Kohlmann F, Raza A, Osadetz K G, Sorjonen-Ward P. 2009. A reappraisal of low-temperature thermochronology of the eastern Fennoscandia Shield and radiation-enhanced apatite fission-track annealing[J]. *Geological Society London Special Publications*, 324(1):193-216.
- Larson R L , Chase C G . 1972. Late Mesozoic Evolution of the Western Pacific Ocean[J]. *GSA Bulletin*, 83(12):3627-3644.
- Marco G M, Paul G F. 2019. *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology*[M]. Springer,1-393.
- Middleton M F, Falvey D A. 1983. Maturation modelling in Otway Basin, Australia. *AAPG Bull*, 67(2):275-279.
- Shi Yi,ZHANG Zhibin,YANG Fan,LI Dongtao,SHI Shaoshan,ZHAO Chunqiang,YOU Hongxi. 2019. Zircon

- U-Pb Ages of Tonalite in Faku, Liaoning Province, China, and the Early Paleozoic Magmatic Activity in the North Margin of the North China Craton[J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 93(02):489-490.
- Stepashko A A . 2006. The cretaceous dynamics of the pacific plate and stages of magmatic activity in Northeastern Asia[J]. *Geotectonics*, 40(3):225-235.
- Stepashko A A . 2008. Spreading cycles in the Pacific Ocean[J]. *Oceanology*, 48(3):401-408.
- Tingate P R, Duddy I R. 2002. The thermal history of the eastern Officer Basin (South Australia): evidence from apatite fission track analysis and organic maturity data[J]. *Tectonophysics*, 349(1-4): 251-275.
- Wang W.T., Kirby, E., Zhang, P.Z., Zheng, D.W., Zhang, G.L., Zhang, H.P., Zheng, W.J., and Chai, C.Z., 2013. Tertiary basin evolution along the northeastern margin of the Tibetan Plateau: Evidence for basin formation during Oligocene transtension. *Bulletin of the Geological Society of America*, 125(3-4):377-400.

附中文参考文献

- 陈发景, 汪新文. 1997. 中国中、新生代含油气盆地成因类型、构造体系及地球动力学模式[J]. *现代地质*, 11(4):411-411.
- 陈树旺, 丁秋红, 郑月娟, 李永飞, 王杰, 张健, 苏飞, 郜晓勇, 李晓海, 张永生, 方慧, 张明华, 钟清. 2010. 松辽外围早侏罗世-晚古生代油气远景分析[J]. *矿床地质*, 29(S1):1037-1038.
- 陈树旺, 张健, 公繁浩, 孙守亮, 苏飞, 甄甄, 周新桂, 李世臻, 黄桂雄. 2015. 内蒙古突泉盆地侏罗系油气发现及工作展望[J]. *地质与资源*, 24(001):1-6.
- 陈树旺, 公繁浩, 杨建国, 张健, 李永飞, 王丹丹, 郜晓勇, 李晓海. 2016. 松辽盆地外围油气基础地质调查工程进展与未来工作方向[J]. *中国地质调查*, 3(06):1-9.
- 陈为佳, 何登发, 桂宝玲, 高丽明, 李瑞磊. 2014. 松南地区构造-地层层序与盆地演化[J]. *地质学报*, 88(5):932-942.
- 程日辉, 刘招君. 1997. 松辽盆地东部火山事件的地质意义[J]. *地球科学*, (22):57-61.
- 崔军平, 任战利, 肖晖. 2007. 海拉尔盆地呼和湖凹陷热演化史与油气关系[J]. *中国地质*, 34(03):522-527.
- 丁超, 陈刚, 郭兰, 张文龙, 师晓林, 徐小刚, 刘腾. 2016. 鄂尔多斯盆地东北部差异隆升过程裂变径迹分析[J]. *中国地质*, 43(04):1238-1247.
- 丁秋红, 陈树旺, 张立君, 郑月娟, 王杰, 张健. 2013. 松辽盆地外围油气新区中生代地层研究新进展[J]. *地质通报*, 32(08):1159-1176.
- 丁秋红, 陈树旺, 李晓海, 李文博, 姚玉来, 张健, 孙守亮. 2019. 辽宁省北部秀水盆地地下白垩统地质特征及含油气前景[J]. *中国地质调查*, 6(3):14-21.
- 方石, 刘招君, 郭巍. 2005. 松辽盆地与大兴安岭新生代热构造耦合研究[J]. *核技术*, 28(9):717-721.
- 冯留雷. 2016. 辽中凹陷古近系烃源岩地球化学特征及油气资源潜力分析[D]. 中国地质大学(北京).
- 高瑞琪, 蔡希源. 1997. 松辽盆地油气田形成条件与分布规律[M]. 北京: 石油工业出版社, 1-210.
- 高松. 2010. 松辽盆地三肇凹陷热史恢复及其与油气生成关系研究[D]. 大庆石油学院:1-55.
- 郭彤楼, 金之钧, 汤良杰, 周雁, 李儒峰. 2004. 从海相地层磷灰石的裂变径迹探讨楚雄盆地的热史及剥蚀史[J]. *现代地质*, 018(001):110-115.
- 黄清华, 谭伟, 杨会臣. 1999. 松辽盆地白垩纪地层层序与年代地层[J]. *大庆石油地质与开发*, 1999, 18(6):15-17.
- 姜继玉, 姜艳春, 王剑峰, 范秀杰. 2009. 磷灰石裂变径迹在滨北地区热史研究中的应用[J]. *大庆石油学院学报*, 33(3):43-43.
- 康铁笙, 王世成. 1991. 地质热历史研究的裂变径迹法[M]. 北京: 科学出版社, 1-110.

- 来庆洲,丁林,王宏伟,岳雅慧,蔡福龙. 2006. 青藏高原东部边界扩展过程的磷灰石裂变径迹热历史制约[J]. 中国科学:地球科学, 36(009):785-796.
- 李慧莉,邱楠生,金之钧. 2005. 利用磷灰石裂变径迹研究塔里木盆地中部地区的热历史[J].地质科学,40(1):129-132.
- 李世臻,周新桂,王丹丹,林燕华. 2018. 松辽外围突参 1 井石油发现与油气地质意义[J].地质论评,2015,61(S1):150-151.
- 李文博,李晓海,丁秋红,陈树旺,张健. 2019a. 辽宁北部秀水盆地白垩系义县组泥岩地球化学特征及地质意义[J]. 现代地质, 33(02):284-292.
- 李文博,李晓海,丁秋红,张健,何大祥.2019b. 辽宁秀水盆地白垩系义县组烃源岩地球化学特征——以辽法 D1 井为例[J]. 地质与资源, 28(04):358-363.
- 李伍平, 路凤香. 2002. 辽西早白垩世义县组火山岩的地质特征及其构造背景[J]. 岩石学报, 18(2):193-204.
- 李晓海,李文博,张健. 2019. 辽宁北部秀水盆地义县组烃源岩生物标志化合物特征及意义——以辽法 D1 井为例[J].地质论评,65(S1):161-162.
- 李兴伟. 2015. 松辽盆地北部大庆长垣埋藏史、热史模拟[J].大庆石油地质与开发,34(01):46-50.
- 史成辉,程银行,王铁军,王少轶,张天福,程先钰,张夏炜,李艳锋. 2020. 松辽盆地新生代构造演化对砂岩型铀矿成矿的控制作用——来自磷灰石裂变径迹的证据[J].地质学报,94(10):2856-2873.
- 刘晨璞,钟鑫,朱焕来. 2016. 松辽盆地北部中低地温场形成机制探讨[J].地质调查与研究,39(04):316-320.
- 刘顺生.1984. 裂变径迹年龄测定——方法技术和应用[M]. 地质出版社.
- 刘耀光. 1982. 松辽盆地地热场特征与油气勘探的关系[J]. 石油勘探与开发, (03):29-34.
- 邱楠生,何丽娟,常健,朱传庆. 2020. 沉积盆地热历史重建研究进展与挑战[J].石油实验地质,42(05):790-802.
- 任纪舜,牛宝贵,和政军,谢广连,刘志刚. 1997. 中国东部的构造格局和动力演化[C]// 中国地质科学院地质研究所文集:29-30.
- 任战利, 萧德铭, 迟元林. 2001. 松辽盆地古地温恢复[J]. 大庆石油地质与开发, 20(1):13-14.
- 任战利,田涛,李进步,王继平,崔军平,李浩,唐建云,郭科.2014. 沉积盆地热演化史研究方法 with 叠合盆地热演化史恢复研究进展[J].地球科学与环境学报,36(03):1-21.
- 宋鹰. 2010. 松辽盆地裂后期构造反转及其动力学背景分析[D].中国地质大学.
- 万明弼. 1997. 彰武地区中生代张强凹陷地热史研究[J]. 西安石油大学学报:自然科学版, (01):12-16+4.
- 王东坡,薛林福,许敏,刘立. 1997. 下辽河盆地外围深部构造特征及中生代构造演化模式[J].长春地质学院学报,(04):10-15.
- 王乐闻. 2012. 松南重点断陷成藏演化特征研究[D].成都理工大学.
- 王璞珺,杜小弟,王俊,王东坡. 1995. 松辽盆地白垩纪年代地层研究及地层时代划分[J]. 地质学报, 69(4):372-372.
- 王腾飞,金振奎,田甜,史书婷,李硕,郭芪恒. 2019. 利用声波时差资料的剥蚀量恢复方法与实例[J]. 世界地质, 38(4):1082-1090.
- 吴乾蕃,谢毅真. 1985. 松辽盆地大地热流[J]. 地震地质, (02):61-66.
- 吴乾蕃. 1990. 松辽盆地地温场与油气生成、运移、富集的关系[J]. 石油学报, 11(01):22-28+61.
- 吴乾蕃. 1991. 松辽盆地地热场[J]. 地震研究, 14(01):31-40.
- 武利民,闵康,高剑峰,彭头平. 2021. 裂变径迹 LA-ICP-MS/FT 法原理、实验流程和应用[J].地质与资源, 30(01):75-84.
- 武英利,朱建辉,倪春华,李妮. 2020. 松辽盆地南部中小断陷白垩系烃源岩成熟度综合评价——以彰武、昌图

- 断陷为例[J].石油实验地质,42(02):289-295+301.
- 夏毓亮,胡振铎,欧光习,候艳先,郑懋公,赵云龙. 1996. 张强凹陷成岩成烃演化的古地温研究[J]. 核工业北京地质研究院年报,13(96):62-69.
- 向才富,冯志强,庞雄奇,吴河勇,李军虹. 2007. 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[J].中国科学(D辑:地球科学), 37(8):1024-1031.
- 谢鸣谦. 1981. 地热流对石油生成的控制作用[J]. 石油学报, 2(01):41-48.
- 许长斌. 2018. 辽河外围侏罗系油气勘探潜力初步探讨[J].石化技术,25(01):163.
- 薛爱民. 1994. 利用磷灰石裂变径迹资料反演热演化史的综合分析法[J]. 地球物理学报, 37(3): 338- 343.
- 杨峰平,陈发景,王玉华,李景坤. 1995. 松辽盆地中央坳陷磷灰石裂变径迹分析[J]. 石油勘探与开发, 22(6): 20-25+100.
- 姚玉来,李晓海,司江福,丁秋红,李文博. 2018. 辽宁北部秀水盆地秀 D1 井烃源岩评价[J].地质与资源,27(02):186-191.
- 张德军,张健,郑月娟,陈树旺,苏飞,黄欣,张海华,甄甄. 2020. 内蒙古自治区兴安盟突泉盆地 TD-2 井晚二叠世孢粉的发现及其油气地质意义[J].中国地质, 47(03):798-809.
- 周成礼,冯石,王世成,康铁笙. 1994. 磷灰石裂变径迹长度分布数值模拟及地质应用[J]. 石油实验地质, 16(4): 409-416.