

江西吉泰盆地卤水型锂钾矿物源区岩石 地球化学特征及成因分析

王春连¹, 刘丽红^{2,3}, 李强⁴, 孟令阳⁴, 刘成林¹, 张媛媛⁵, 王九一¹,
余小灿¹, 颜开¹

(1. 中国地质科学院矿产资源研究所, 自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 2. 中国地质调查局油气资源调查中心, 北京 100029; 3. 北京大学石油与天然气研究中心, 地球与空间科学学院, 北京 100871; 4. 江西省地质矿产勘查开发局九〇二地质大队, 江西新余 338099; 5. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要: 中国探明锂钾资源主要分布于青藏、罗布泊盐湖和川西等地, 资源开发成本高、难度大, 难以满足产业发展需求。目前, 在江西吉泰盆地勘探发现卤水中氯化锂浓度超过 600 mg/L, 氯化钾含量接近 1%, 锂钾含量均超过或接近工业品位, 综合利用价值高。本文在前人研究的基础上, 通过对吉泰盆地中生代火成岩开展矿物学、岩石学、地球化学、流体包裹体研究以及高压釜水-岩反应模拟实验, 重点研究了时间、温度、流体成分等对火成岩水-岩反应的影响, 探究其对富钾锂卤水物质来源和成因机制的指示意义。研究表明, 吉泰盆地卤水具有高锂低镁的特征, 表明吉泰盆地卤水在成因上受到火山活动的影响; 研究区岩浆发生不同程度的分异, 火成岩蚀变作用强烈, 表明地下热液对研究区火成岩的交代作用强烈, 火成岩通过水-岩反应为富钾锂卤水矿提供了物质来源; 温度是流体对元素的淋滤能力的主要控制因素, 高盐度流体是各成矿元素主要的迁移载体; 地表成因的卤水中 Mg/Li 值主要受原岩成分控制; 水-岩反应是卤水形成的重要过程, 而地表蒸发浓缩是卤水成矿最主要机理。

关键词: 吉泰盆地; 白垩系; 水-岩反应; 富钾锂卤水; 含矿卤水成因

中图分类号: P611.5; P588.1; P599

文献标识码: A

文章编号: 1000-6521(2020)01-0065-20

Petrogeochemical characteristics and genetic analysis of the source area of brine type lithium-potassium ore sources area in Jitai basin of Jiangxi Province

WANG Chun-lian¹, LIU Li-hong^{2,3}, LI Qiang⁴, MENG Ling-yang⁴, LIU Cheng-lin¹, ZHANG Yuan-yuan⁵,
WANG Jiu-yi¹, YU Xiao-can¹ and YAN Kai¹

(1. MNR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. Oil & Gas Survey, China Geological Survey, Beijing 100083, China; 3. Institute of Oil & Gas, Peking University; School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China; 4. No. 902 Geological Party, Jiangxi Bureau of Geology and Exploration and Development for Mineral Resources, Xinyu 338099, China; 5. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: Lithium-potassium ores are mainly distributed in Qinghai, Tibet, Lop Nur salt lake and western Sichuan, but it is expensive and difficult to develop these ores to meet the needs of industrial development. The exploration

收稿日期: 2019-08-30; 接受日期: 2019-10-20; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 国家 973 计划项目(2011CB403007); 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项(YF201607, K1706, K1415); 地质调查局地质矿产调查评价专项项目(DD20190816, DD20190817, DD20190606,); 国家自然科学基金项目(41502089)

作者简介: 王春连(1983-), 男, 副研究员, 主要从事矿床学方面的研究, E-mail: wangchunlian312@163.com。

of Jitai basin in Jiangxi Province shows that the concentration of lithium chloride in brine exceeds 600 mg/L, and the content of potassium chloride is close to 1%, which is close to or even higher than the industrial grade with high comprehensive utilization value. On the basis of previous studies, the authors studied mineralogy, petrology, geochemistry and fluid inclusions and made water-rock reaction simulation experiments by high-pressure autoclave on Mesozoic igneous rocks in Jitai basin so as to study the effects of time, temperature and fluid composition on the water-rock reaction of igneous rocks and explore its indicative significance to the source and mechanism of lithium-potassium rich brine. The following main results were preliminarily obtained: The brine in Jitai basin is characterized by high lithium and low magnesium, indicating that the brine in Jitai basin is affected by volcanic activity; The magma in the study area was differentiated in different degrees with strong igneous alteration, which reveals that the igneous rock was greatly replaced by hydrothermal fluid and provided material source for lithium-potassium rich brine mineralization; Temperature is the main control factor of the leaching capability of fluid to elements and high-salinity fluid is the main transport carrier of ore-forming elements; The Mg/Li ratio in the brine of surface origin is mainly controlled by the original rock composition. Water-rock reaction is an important process of brine formation, and surface evaporation and concentration constitute the main mechanism of brine mineralization.

Key words: Jitai basin; Cretaceous; water-rock reaction; lithium-potassium rich brine; origin of mineral-bearing brine

Fund support: Major State Basic Research Development Program (973 Program, 2011CB403007); Central Welfare Basic Scientific Research Business Expenses (YYF201607, K1706, K1415); Project of China Geological Survey (DD20190816, DD20190817, DD20190606); National Natural Science Foundation of China (41502089)

现代盐湖卤水及深层卤水中常常同时富含钾、锂、硼、铷、铯、溴、碘等高价值、战略新兴矿产资源(张西营等, 2009; 周训等, 2013, 2015; 王春连等, 2013a, 2015, 2018; 黄华等, 2014; Yu *et al.*, 2015; 刘成林等, 2016; Wang *et al.*, 2016), 是世界锂盐和钾盐产品的重要原料来源之一。钾盐是紧缺的战略资源, 我国可溶性钾盐资源/储量 10 多亿吨, 基础储量占世界的 6%。近年, 由于罗布泊钾盐大规模开发投产和青海盐湖集团扩产, 尤其成功利用低品位固体钾盐, 我国钾盐对外依存度目前已从 75% 降低到 45%, 但同时消费量也呈快速增长趋势, 从 2000 年的 399.9 万吨增加到 2018 年 1 018.89 万吨, 钾肥消费量约占全球 20% ~ 25% (孙小虹, 2019)。目前, 国内探明的钾盐资源主要分布于西北柴达木、罗布泊等盐湖卤水中, 预测这些盐湖储量可采资源服务年限为 20 年(刘成林等, 2006; 孟凡巍等, 2012; 王春连等, 2013b; 徐洋等, 2017)。在 2015 年联合国气候变化大会上, 德国等国家和地区承诺到 2050 年将不再销售燃油车, 而锂是制造新能源汽车电池的重要原料。目前, 全球开发利用的锂资源分为盐湖卤水型和硬岩型, 其中陆相盐湖卤水锂产品占世界锂产量的 75% (Lee *et al.*, 2016; Choubey *et al.*, 2016; 王登红等, 2017), 主要产量来自南美盐湖卤

水, 因其 Mg/Li 值很低, 容易提取 (Kesler *et al.*, 2012), 2017 年全球锂产量 43 万吨 (Jaskula, 2018)。尽管我国具有丰富的锂矿资源 (李建康等, 2006, 2014; 翁梅茂等, 2018; 熊欣等, 2019), 但主要是矿石型和高 Mg/Li 的盐湖卤水型, 由于环保、成本与技术等问题, 还没有形成大规模应用效应。

江西吉泰盆地地层卤水中氯化钾含量接近 1%, 接近工业品位; 氯化锂浓度超过 600 mg/L, 超工业品位两倍, 属于“液态型富锂矿”, 综合利用价值高 (李瑞琴等, 2013, 2014; 刘成林等, 2016)。开展卤水中成矿物质的来源和富集过程的科学研究, 对于建立富钾锂卤水成矿模式和指导该地区富钾锂卤水的进一步找矿工作具有重要意义。华南中生代盆地内和盆地周缘普遍中生代岩浆活动频繁, 火成岩中钾、锂、铷、铯、钨、锡、溴等元素含量丰富, 其可能为盆地深部卤水中成矿物质的主要来源, 富钾锂卤水的成矿物质是通过水-岩反应直接富集, 还是通过地表风化再经过蒸发浓缩最后封闭储存而形成的, 目前仍未查明。为解决吉泰盆地卤水中钾锂的物质来源和富集过程这一科学问题, 本文选取江西吉泰盆地富钾锂卤水和盆地周缘中生代火成岩为研究对象, 开展卤水和岩石化学成分分析和流体包裹体研究, 并利用反应釜对火成岩的水-岩反应过程进行实

验模拟,探究其对富钾锂卤水的物质来源及成因的指示意义。

1 区域地质背景

吉泰盆地位于江西省中部,地理坐标北纬22°15'~27°30',东经 114°25'~115°25',行政区划属吉安地区的吉安、泰和、吉水、峡江、遂川、万安等境内,面积 4 550 km²,以低山丘陵为主,是江西省内第二大

中生代盆地(图 1)。吉泰盆地从北向南被高陂-梅岗低隆、大塘-新圩断陷、南部斜坡带被划分为 3 个次级构造带。一些次级断陷、断隆如新圩断陷、绿竹断隆、东岭断陷、大塘断陷等沿北东往南西依次分布(余心起等, 2005)。吉泰盆地的生成和发展主要由盆缘断裂和控盆断裂控制,盆地周边的界限都由断裂组成,相关断裂包括赣江大断裂、吉水大断裂、遂川大断裂、永新-峡江断裂、遂川-兴深断裂(图 1、图2)。泰和坳陷位于吉泰盆地南部,呈北东40°方

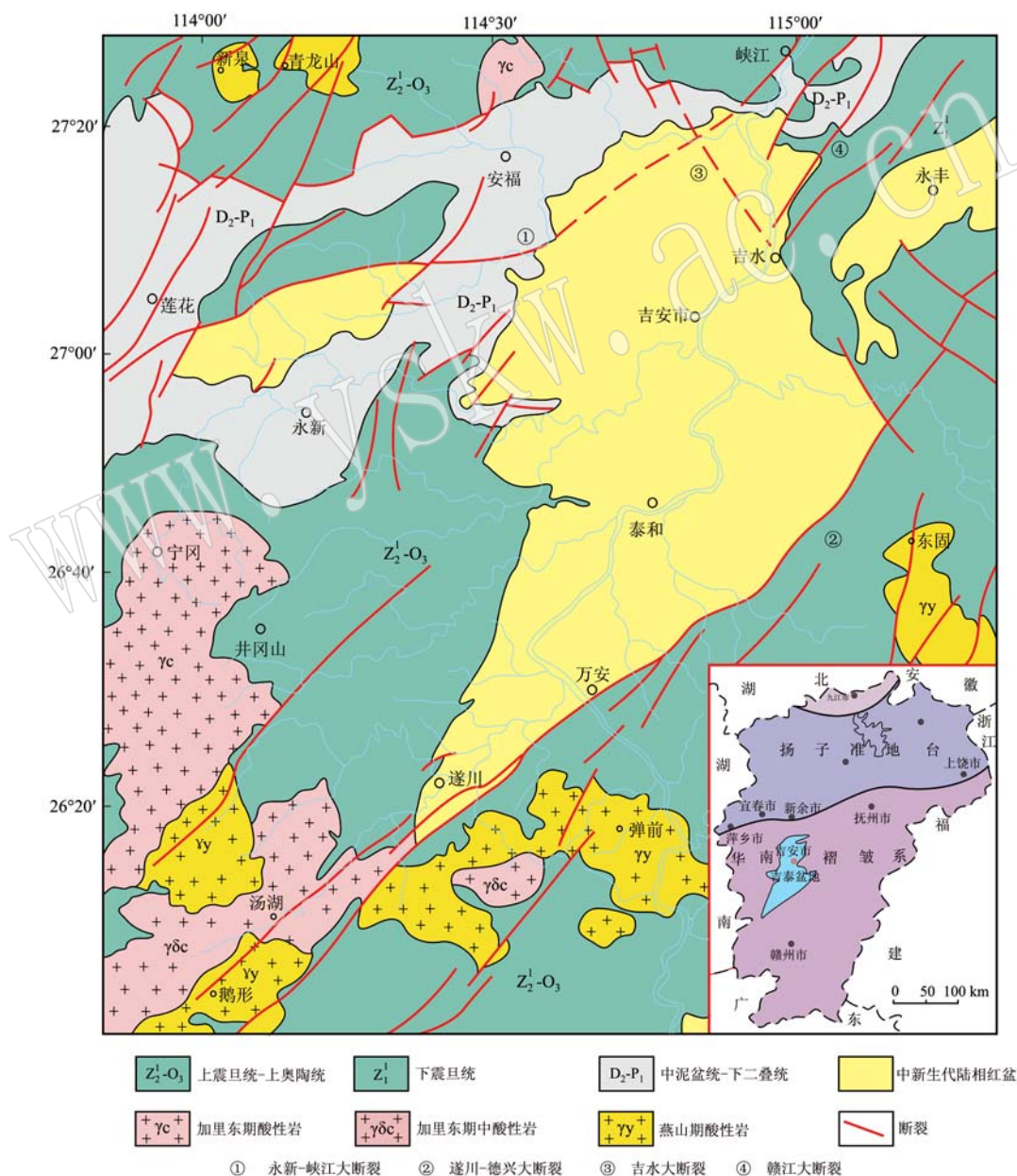


图 1 吉泰盆地地质简图[据余心起等(2005)修改]

Fig. 1 Simplified geological map of Jitai basin(modified after Yu Xinqi *et al.*, 2005)

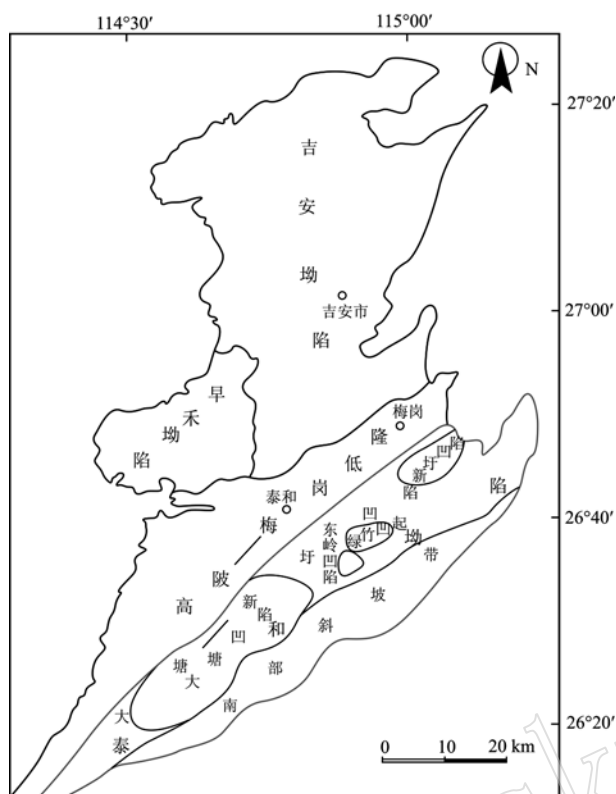


图2 泰和坳陷区域构造位置

Fig. 2 Structural location of Taihe depression

向展布,南起遂川-德兴大断裂,北与高陂-梅岗低隆相接,东西以盆边为界,面积约为 1 400 km²(图 2)。

2 样品与方法

围绕吉泰盆地共采集 38 个样品(图 3、表 1)。另外,在吉泰盆地实施的卤水勘探,6 个钻孔钻遇高产富锂卤水(图 3)。

2.1 富锂钾卤水成分分析

吉泰盆地卤水成分分析由国家地质测试中心测试完成,微量元素采用等离子质谱(X-series)分析,主量元素采用 X 射线荧光光谱仪(2100)分析。

2.2 火成岩岩相学研究

通过岩石薄片镜下鉴定,进行火成岩岩相学研究,确定岩石的矿物组合、成分、结构、构造、围岩蚀变特征、岩石类型及包裹体发育情况等。

2.3 岩石主微量元素含量分析

挑选部分新鲜花岗岩和玄武岩样品破碎至 200 目,送至国土资源部国家地质实验测试中心进行主量和微量元素分析,其中主量元素用熔片 X 射线荧

光光谱法(XRF-PW4400)检测,检测依据为 GB/T14506.28-2010,分析精度小于 2%~5%;微量元素采用等离子质谱仪(ICPMS-PE300D)检测,检测依据为 GB/T14506.30-2010,分析精度小于 5%~10%。

2.4 花岗岩样品石英流体包裹体分析

以江西省吉泰盆地富锂卤水矿区周缘花岗岩样品作为研究对象,运用冷热台测试花岗岩中石英流体包裹体均一温度。温度测定使用英国产 LINKAM THMS600 型冷热台,采用液氮进行冷冻。冷热台的温度范围为 -196~600℃,精度: <0℃ 范围内,误差 ±0.2℃;0℃~50℃ 区间,误差 ±0.5℃。测试单位为中国地质科学院矿产资源研究所。

2.5 吉泰盆地中生代火成岩水-岩反应模拟实验

选定合适的花岗岩和玄武岩样品,清除岩石样品表面的风化物 and 附着物并进行粗碎,清洗烘干之后用碎样机将样品细碎至 200 目,从中筛取 20 g 备用,注意保证样品清洁无污染。采用酸溶法,称取约 0.5 g 粉末样品置于聚四氟乙烯塑料杯中,依次加入 20 mL 浓硫酸、氢氟酸、王水及 10 mL 盐酸并置于 250℃ 的电热板上加热,待粉末样品完全溶解后将塑料杯放置在常温下冷却。将冷却后的样品装入容量瓶定容 100 mL,后稀释 20 倍。在室内运用反应釜装置进行不同温度、反应时间、流体成分、流体类型等水-岩反应模拟实验,采用电感耦合等离子体原子发射光谱法(ICP-AES)测试反应产物。

3 结果

3.1 卤水成分分析结果

在吉泰盆地开展钾盐普查过程中发现有卤水矿点。据已实施的 6 个钻孔发现,盆内卤水矿床走向北东,倾向南西,目前控制卤水延伸约 2 000 m。卤水赋存于白垩系周田组第 3 段的构造破碎带中,卤水具承压性,最大水头高于孔口标高 3 m;多孔抽水试验显示,涌水量稳定,孔深 200~300 m 段单井涌水量在 220 m³/d 以上,卤水中 LiCl 的含量为工业品位 2 倍,为富锂卤水矿,同时还含有一定的钾、溴等有益组分(表 2)。

3.2 火成岩地质特征

吉泰盆地及周缘中生代火山岩主要包括三叠纪、侏罗纪和白垩纪岩浆岩(图 3),其中三叠纪火成岩以侵入岩为主,主要分布于吉泰盆地的西北部、东南部、南部,岩性主要为黑云母二长花岗岩;侏罗纪

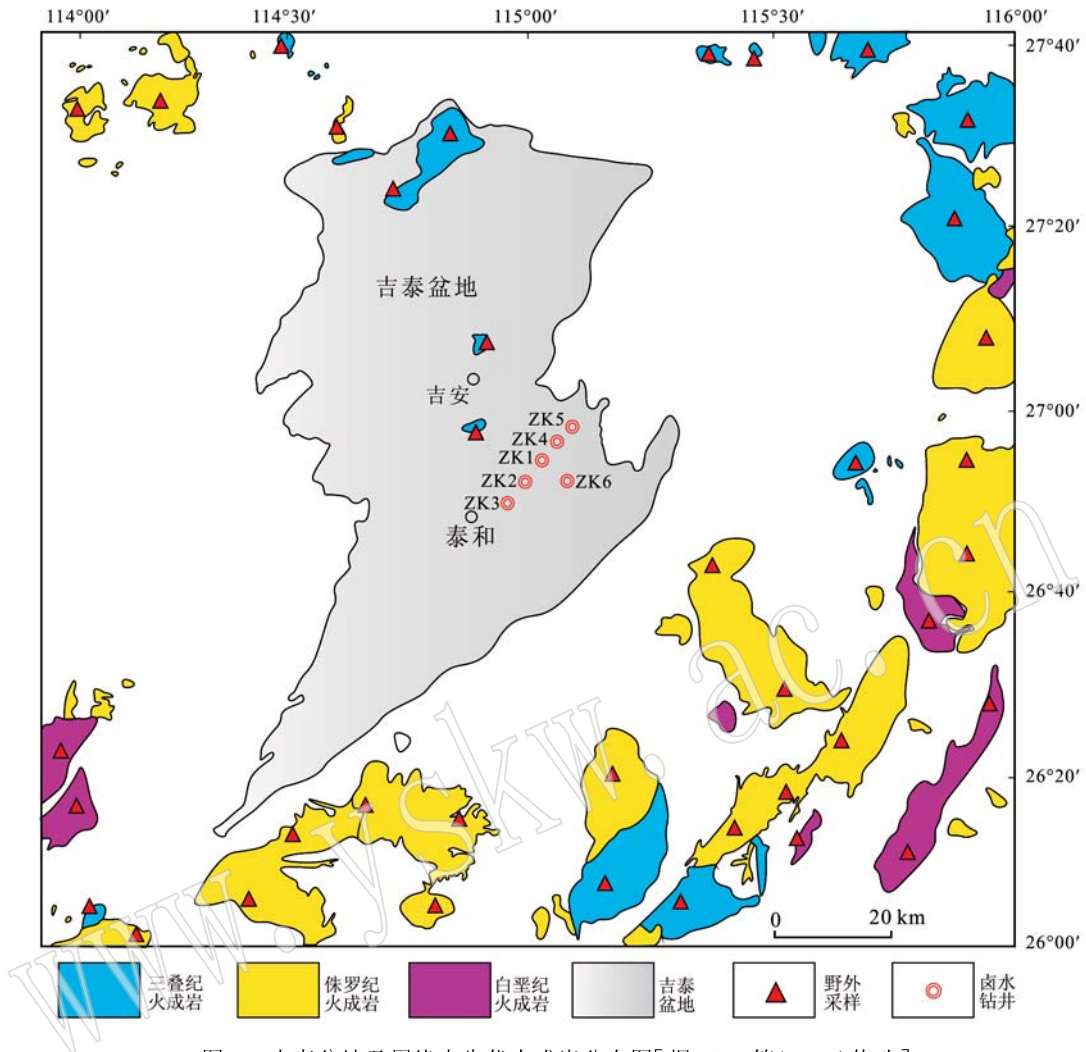


图 3 吉泰盆地及周缘中生代火成岩分布图[据 Zhou 等(2006)修改]

Fig. 3 Distribution of Mesozoic igneous rocks in Jitai basin and its periphery (modified after Zhou *et al.*, 2006)

表 1 吉泰盆地部分火成岩样品采样表

Table 1 Sampling sites of some igneous rocks in Jitai basin

样品 编号	经纬度	岩石 类型	样品 编号	纬度/经度	岩石 类型
JXWT-1	N27°42.589' E114°19.673'	花岗岩	JXLA-7	N27°16.550' E115 52.025'	花岗岩
JXWT-2	N27°42.083' E114°17.614'	花岗岩	JXLA-8	N27°10.507' E115°52.936'	花岗岩
JXWT-3	N27°40.936' E114°17.253'	花岗岩	JXLA-9	N27°11.346' E115°52.637'	石英脉
JXYS-1	N27°39.197' E114°31.483'	花岗岩	JXLA-10	N27°11.782' E115°53.543'	花岗岩
JXYS-2	N27°39.197' E114°31.483'	花岗岩	JXHP-1	N27°11.393' E115°42.209'	花岗岩
JXSZ-1	N27°31.780' E114°38.375'	花岗岩	JXXB-1	N26°42.129' E115°49.753'	花岗岩
JXSZ-4	N27°32.222' E114°37.234'	花岗岩	JXXB-2	N26°42.628' E115°50.768'	花岗岩
JXSZ-5	N27°32.222' E114°37.234'	花岗岩	JXXG-1	N26°14.176' E115°18.143'	花岗岩
JXJJ-2	N27°36.088' E114°59.241'	花岗岩	JXXG-2	N26°18.415' E115°14.445'	花岗岩
JXJJ-3	N27°36.088' E114°59.241'	花岗岩	JXHY-1	N26°7.740' E114°28.480'	花岗岩
JXLT-1	N27°33.115' E115°04.550'	花岗岩	JXSD-1	N26°4.018' E114°50.722'	花岗岩
JXJA-1	N27°04.561' E114°55.466'	玄武岩	JXXD-1	N26°12.843' E114°45.893'	花岗岩
JXTH-1	N26°42.810' E114°45.777'	玄武岩	JXXD-2	N26°12.843' E114°45.893'	花岗岩
JXTH-2	N26°50.163' E114°42.732'	玄武岩	JXJS-1	N26°15.514' E114°37.176'	花岗岩
JXLA-1	N27°27.251' E115°50.484'	花岗岩	JXJGS-1	N26°27.610' E114°9.490'	花岗岩
JXLA-2	N27°27.251' E115°50.484'	花岗岩	JXJGS-2	N26°15.772' E114°13.071'	花岗岩
JXLA-3	N27°27.251' E115°50.484'	花岗岩	JXJGS-5	N26°17.644' E114°7.368'	花岗岩
JXLA-4	N27°32.883' E115°50.937'	花岗岩	JXJGS-6	N26°10.031' E114°18.577'	花岗岩
JXLA-5	N27°32.883' E115°50.937'	花岗岩	JXJGS-8	N26°5.623' E114°15.280'	花岗岩

表2 吉泰盆地富锂钾卤水化学组成

Table 2 Chemical composition of lithium-potassium rich brine water from Jitai basin

序号	样品号	比重	$C_B/(g \cdot L^{-1})$					$C_B/(mg \cdot L^{-1})$				
			Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	K ⁺	B ⁺	Li ⁺	Sr ²⁺	Br ⁻
1	ZK8001	1.20	117	4.58	1.11	194	1.07	585	<10	102.0	102	7.92
2	ZK8101	1.20	120	4.86	1.14	192	1.75	546	<10	99.3	101	7.62
3	ZK8102	1.20	113	4.17	0.80	190	1.46	562	<10	78.6	102	5.58
4	ZK8201	1.20	120	4.67	1.10	199	1.17	545	<10	106.0	110	7.71
5	ZK8202	1.20	121	4.87	1.13	199	0.98	555	10.5	104.0	109	7.24
6	ZK8401	1.20	118	4.64	1.11	193	1.17	531	<10	98.3	100	7.73

火成岩以侵入岩为主,主要分布在吉泰盆地的东部、南部、西南部、西北部,岩性主要为黑云母二长花岗岩、细粒斜长花岗岩;白垩纪侵入岩以花岗岩为主,分布于吉泰盆地的北部、东北部、西南部,火山岩以玄武岩为主,在盆地内部零星出露,火成岩岩性主要为细粒白云母二长花岗岩、斜长花岗岩、杏仁状玄武岩。

3.2.1 岩相学特征

吉泰盆地及其周缘的中生代发育的较典型火成岩主要为细粒白云母花岗岩、细粒黑云母花岗岩、细粒斜长花岗岩、杏仁状玄武岩(图4a~4d),其镜下特征为:

(1) 细粒白云母花岗岩:形成于白垩纪,具交代结构、雪粒结构、半雪粒结构,主要矿物为石英(30%~40%)、斜长石(15%~20%)、钾长石(15%~20%)、云母(15%~20%)、钠长石(5%~10%)。石英自形较好,多为六边形。斜长石为聚片双晶,呈短柱状分布于石英、钾长石中,具不同程度绢云母化、高岭土化。钾长石多为六边形,具雪粒结构,云母主要为片状白云母和绢云母。副矿物为黑色铁氧化物(图4e)。

(2) 细粒黑云母花岗岩:半自形细粒等粒结构,主要组成矿物包括石英(30%~40%)、斜长石(15%~20%)、钾长石(15%~20%)、条纹长石(3%~5%)、云母(10%~15%)。石英镶嵌结构发育,轻微波状消光。斜长石出现绢云母化,钾长石出现局部高岭土化。云母主要为片状黑云母和绢云母,有少量片状白云母,黑云母发生绿泥石化(图4f)。

(3) 细粒斜长花岗岩:产于侏罗纪,半自形细粒等粒结构,主要矿物为石英(30%~35%)、斜长石(35%~40%)、微斜长石(15%~20%)、白云母(5%~10%)。石英发育镶嵌结构,部分呈港湾状。斜长石出现不同程度绢云母化,微斜长石轻微高岭土化。副矿物为少量黑色铁氧化物(图4g)。

(4) 杏仁状玄武岩:形成于白垩纪,具斑状结构,发育气孔构造,斑晶主要为斜长石,基质为辉石、斜长石、钾长石。矿物组成为斜长石(55%~40%)、辉石(20%~15%)、钾长石(10%)、方解石(5%)、绿泥石(5%)。斜长石斑晶自形好,表面较干净。辉石大多数发生绿泥石化。方解石呈脉状或杏仁状充填在岩石中(图4h)。

3.2.2 岩石地球化学分析结果

由吉泰盆地火成岩部分样品的主微量元素分析结果(表3)可知,花岗岩中SiO₂含量较高,为63.42%~73.60%,平均值为70.03%;K₂O含量变化较大,为3.17%~5.74%,平均值为4.51%;Na₂O含量变化范围较大,为2.73%~7.09%,平均值为4.01%;Al₂O₃含量除了一个样品最高为20.16%外,其余样品含量稳定,平均值为15.40%;CaO含量在0.15%~3.28%之间,变化范围较大,平均值为1.33%。

3.3 花岗岩石英流体包裹体特征

3.3.1 流体包裹体岩相学特征

流体包裹体岩相学研究是显微测温、古温度-压力计算、盐度测试、成分分析等的前提和基础(Roeder, 1963; Goldstein and Barker, 1990; Roberts and Spencer, 1995; Roberts and Belkin, 1995; Goldstein, 2001; 董娟等, 2015; 孟凡巍等, 2018)。通过显微镜下观察,样品中包裹体载体矿物为石英,主要为自形-半自形晶体,发育港湾状结构,粒径在200 μm~1mm间不等。石英中流体包裹体发育程度一般,主要为气-液两相次生包裹体,指示岩石形成后流体的活动情况。流体包裹体大小不一,变化幅度大,一般在1~20 μm之间,最小的在0.5 μm以下,最大的可达40 μm,形状各异,主要呈不规则状、椭圆状、楔形、圆粒状、长条状等,气液比范围较大,为5%~20%,主要沿裂隙呈线性或不规则分布(图5)。

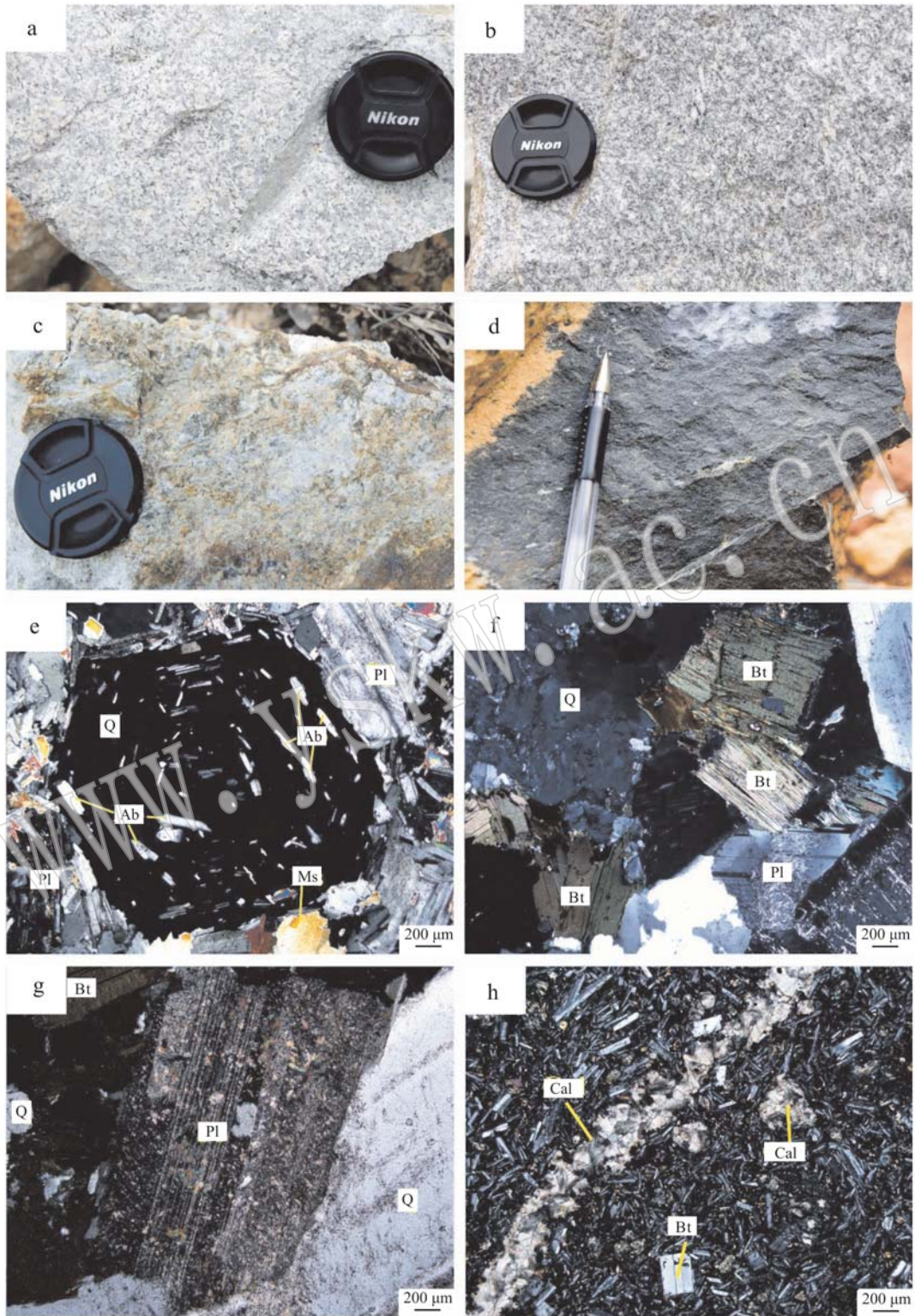


图 4 江西吉泰盆地及周缘火成岩野外(a~d)及镜下(e~h, 正交偏光)照片

Fig. 4 Field (a~d) and microscopic (e~h, crossed nicols) photographs of igneous rocks in and around Jitai basin, Jiangxi province

a—白云母花岗岩; b—黑云母花岗岩; c—斜长花岗岩; d—杏仁状玄武岩; e—白云母花岗岩的雪粒结构; f—黑云母花岗岩;
 g—斜长花岗岩; h—杏仁状玄武岩; Q—石英; Ab—钠长石; Pl—斜长石; Ms—白云母; Bt—黑云母; Chl—绿泥石; Cal—方解石
 a—muscovite granite; b—biotite granite; c—plagiogranite; d—almond-like basalt; e—snow grain structure of muscovite granite; f—biotite granite;
 g—plagiogranite; h—almond-like basalt; Q—quartz; Ab—albit; Pl—plagioclase; Ms—muscovite; Bt—biotite; Chl—chlorite; Cal—calcite

表3 吉泰盆地白垩纪火成岩部分样品主量元素分析表

 $w_B/\%$

Table 3 Main elements of Cretaceous igneous rock in Jitai basin

样品编号	岩石类型	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	总量
JXYS-1	花岗岩	72.92	0.01	15.95	0.48	0.11	0.06	0.15	5.72	3.17	0.35	0.84	99.76
JXJJ-3	花岗岩	73.55	0.15	14.39	1.43	0.07	0.19	0.36	3.64	4.94	0.16	1.01	99.89
JXWT-3	花岗岩	66.47	0.61	15.15	3.98	0.10	1.77	3.28	2.74	3.69	0.24	1.40	99.43
JXXD-1	花岗岩	73.60	0.04	14.66	1.20	0.08	0.12	0.45	4.13	5.00	0.01	0.82	100.11
JXXG-1	花岗岩	72.08	0.13	15.33	1.53	0.09	0.25	0.65	4.21	4.86	0.37	1.06	100.56
JXLA-3	花岗岩	63.42	0.21	20.16	1.41	0.05	0.36	1.20	7.09	5.02	0.16	1.54	100.62
JXLA-10	花岗岩	70.33	0.28	15.14	2.13	0.05	0.49	1.60	3.42	4.14	0.18	1.76	99.52
JXJGS-1	花岗岩	71.30	0.22	14.59	1.96	0.08	0.37	1.06	3.10	5.74	0.21	0.70	99.33
JXJGS-5	花岗岩	70.78	0.46	14.10	3.05	0.10	0.70	1.36	3.31	4.62	0.28	0.77	99.53
JXJGS-6	花岗岩	65.84	0.77	14.51	5.18	0.10	1.64	3.21	2.73	3.89	0.25	1.33	99.45
JXTH-1	玄武岩	46.89	2.53	15.25	12.08	0.18	6.56	8.01	3.16	2.07	0.65	2.00	99.38

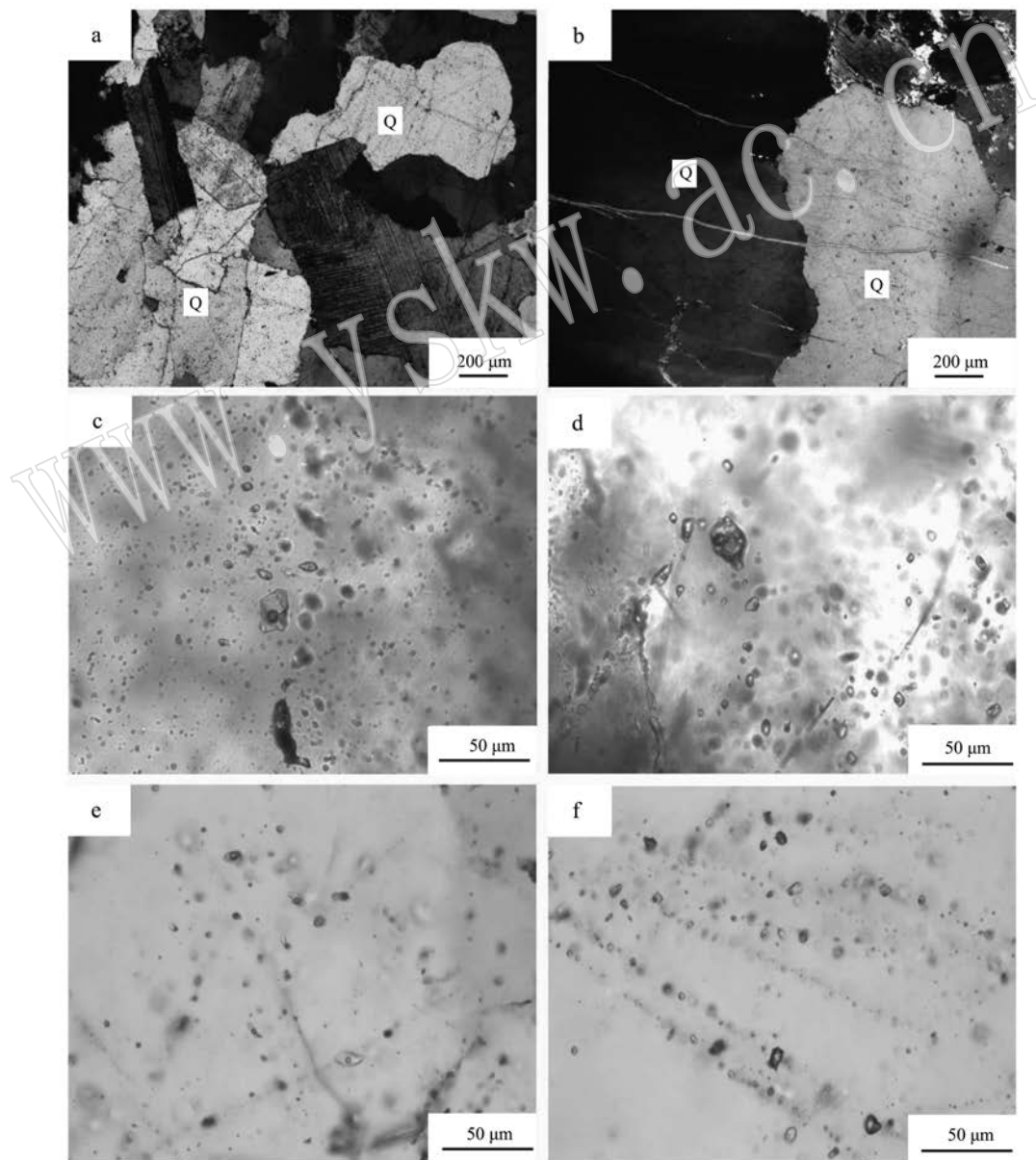


图5 花岗岩中石英及流体包裹体镜下照片

Fig. 5 Fluid inclusions of quartz in granite

3.3.2 流体包裹体均一温度

矿物包裹体均一温度测定是流体包裹体研究的重要参数之一,可以为研究流体古温度、盆地热液活动提供直接的依据(刘德汉, 1995; 王春连等, 2013a)。次生包裹体是在主矿物形成之后,捕获后期流体而形成,因此其均一温度代表与火成岩发生水-岩反应的流体的温度。在温度下降过程中,当包裹体中流体的收缩系数大于主矿物的收缩系数时形成气-液两相包裹体,气泡的大小与密度有关,当流体大于临界密度时分离出少量的气相而形成小气泡;当流体小于临界密度则凝聚出少量液相,形成大气泡。均一法测温的原理就是上述相变化的逆过程,随温度的升高气相和液相比例发生变化,当上升到均一温度时,发生相的转变从而达到均一,而均一温度就表示包裹体捕获时流体的最低古温度(卢焕章, 2004)。吉泰盆地花岗岩流体包裹体均一温度见图6。

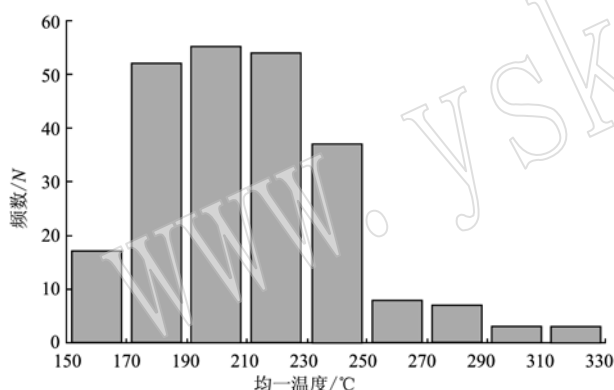


图6 花岗岩石英包裹体均一温度直方图

Fig. 6 Histogram of fluid inclusions of quartz in granite

3.4 火成岩水-岩反应模拟结果

3.4.1 时间变量的水-岩反应模拟实验

为探索反应时间对水-岩反应元素溶出量的影响,本次实验选用花岗岩和玄武岩样品各1个,反应溶液为0.5 mol/L NaCl溶液,实验结果见表4。

3.4.2 温度变量的水-岩反应模拟实验

探究温度对水-岩反应的影响,实验选用3个花岗岩样品及1个玄武岩样品,反应溶液为二次去离子水。由于升高温度或增加流体浓度都能缩短反应平衡的时间,为保证实验在平衡状态下进行,结合时间对水-岩反应的影响结论,按照反应温度为200、250、300、350、400°C所对应的反应时间为6、5、4、3、2 h进行,结果见表5。

3.4.3 流体成分变量的水-岩反应模拟实验

探究流体成分对水-岩反应的影响,实验选用同样的3个花岗岩样品及1个玄武岩样品,反应溶液为0.5 mol/L的NaCl溶液和1.0 mol/L的NaCl溶液。反应温度为200~400°C,所对应的反应时间为6~2 h,结果见表6。

4 讨论

4.1 岩石地球化学特征

花岗岩样品ALK含量,即 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量中等偏高(6.43%~12.11%),在 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ 图(图7a)上,落在正长岩、石英二长岩、花岗闪长岩、花岗岩区内,说明吉泰盆地周缘岩浆发生了不同程度的分异。在 $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 图上(图7b),除了蚀变的一个样品落入钾玄岩系列区,其余花岗岩样品落在高钾钙碱性区,铝饱和指数ACNK值在1.47~1.76之间,平均值为1.56,都属于强过铝质,过碱指数AKI值在0.42~0.62之间,平均值为0.55,为过碱性。根据已有研究,酸性偏碱性的岩石有利于锂元素的聚集(王丽丽, 2015),因此,吉泰盆地周缘花岗岩有利于锂元素的富集。花岗岩中Rb、Ba、Zr相对富集,具有华南高演化花岗岩的普遍特征,说明花岗岩经历强烈的分异演化,玄武岩的 K_2O 含量为2.07%, Na_2O 含量为3.16%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值说明玄武岩稍富钾,可能为卤水中钾的来源。

4.2 水-岩反应起止温度的设定

由包裹体均一温度可知,花岗岩气-液两相包裹体均一温度范围变化较大,集中区间为170~230°C,平均210.1°C,可以看出发生水-岩反应的流体温度较高,成矿的最低温度为约210°C。因此,以150~200°C作为火成岩水-岩反应的起始温度,并将实验温度范围设定为150~400°C,以探索水-岩反应对卤水成矿的作用。

4.3 富锂钾卤水成因探讨

4.3.1 时间对火成岩水-岩反应的影响

在探究时间对水-岩反应元素淋滤的影响中,由于原岩成分的差异性及装置的不稳定性,元素溶出量呈现出的规律性不强(图8),但花岗岩和玄武岩的Ca、K、Sr、Li元素具有明显的正相关性,一定条件下花岗岩的Mg元素与S元素有相关性,玄武岩的Mg元素与Ca、K、Sr、Li元素呈负相关。Ca、K、Sr、Li等大多数元素在300°C下反应约3 h左右达到平衡状

表4 时间变量的水-岩反应模拟实验影响结果

Table 4 The water-rock reaction simulation experiment with time variable

样品	岩性	流体	温度/°C	时间/h	$C_B/(mg \cdot L^{-1})$						
					Ca ²⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Sr ²⁺	Li ⁺	S ²⁻	Br ⁻
JXTH-1	玄武岩	0.5	150	0.5	118.866	28.594	0.523	7.988	0.046	1.608	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	150	1.0	102.029	25.983	1.668	7.741	0.042	1.500	0.507
JXTH-1	玄武岩	0.5	150	2.0	>125.519	33.496	0.506	9.967	0.079	1.921	0.419
JXTH-1	玄武岩	0.5	150	3.0	73.114	19.657	0.680	6.419	0.035	1.228	0.548
JXTH-1	玄武岩	0.5	150	4.0	>126.534	27.041	0.301	9.320	0.048	1.912	0.607
JXTH-1	玄武岩	0.5	200	1.0	86.204	30.349	2.523	6.701	0.064	52.356	0.524
JXTH-1	玄武岩	0.5	200	2.0	100.087	33.396	0.504	9.182	0.081	15.674	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	200	3.0	96.013	35.088	0.783	8.718	0.080	27.712	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	200	4.0	114.698	54.672	2.591	9.068	0.132	17.894	0.526
JXTH-1	玄武岩	0.5	200	5.0	92.185	35.939	0.778	9.429	0.086	15.659	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	200	6.0	108.009	41.708	0.430	9.879	0.112	16.784	0.507
JXTH-1	玄武岩	0.5	300	1.0	53.047	30.155	0.240	3.603	0.093	17.992	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	300	2.0	5.539	15.515	0.079	0.880	0.050	17.002	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	300	3.0	92.730	58.450	0.083	6.265	0.196	8.558	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	300	4.0	84.051	49.951	0.415	5.655	0.171	6.698	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	300	5.0	60.560	74.149	0.061	4.568	0.197	17.255	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	300	6.0	67.132	39.141	2.941	4.605	0.227	18.604	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	400	1.0	7.578	11.063	0.025	0.332	0.053	11.108	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	400	2.0	23.499	56.947	0.14	1.093	0.204	17.118	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	400	3.0	12.370	33.566	0.054	0.365	0.106	10.711	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	400	4.0	2.676	18.797	0.033	0.091	0.047	20.331	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	400	5.0	2.308	28.205	0.161	0.065	0.060	21.827	-
JXTH-1	玄武岩	0.5	400	6.0	3.348	66.564	0.058	0.156	0.190	19.456	-
JXXD-1	花岗岩	0.5	150	0.5	30.160	7.841	0.082	0.224	-	0.579	0.490
JXXD-1	花岗岩	0.5	150	1.0	28.470	8.048	0.049	0.275	-	0.582	0.487
JXXD-1	花岗岩	0.5	150	2.0	39.370	9.761	0.050	0.620	0.024	0.672	0.470
JXXD-1	花岗岩	0.5	150	3.0	35.505	14.209	0.051	0.843	0.026	0.688	0.425
JXXD-1	花岗岩	0.5	150	4.0	38.038	11.317	0.039	0.392	0.033	0.663	0.392
JXXD-1	花岗岩	0.5	150	5.0	44.267	16.677	0.062	0.456	0.028	0.861	0.628
JXXD-1	花岗岩	0.5	150	6.0	21.659	3.874	0.032	0.250	-	0.962	0.492
JXXD-1	花岗岩	0.5	200	0.5	27.220	10.812	0.022	0.180	0.039	0.501	0.492
JXXD-1	花岗岩	0.5	200	1.0	24.740	9.623	0.017	0.172	0.038	0.472	0.424
JXXD-1	花岗岩	0.5	200	2.0	29.730	16.841	0.030	0.601	0.072	0.582	0.393
JXXD-1	花岗岩	0.5	200	3.0	27.240	14.213	0.029	0.226	0.051	0.500	0.412
JXXD-1	花岗岩	0.5	200	4.0	24.249	11.317	1.501	0.224	0.024	2.133	0.392
JXXD-1	花岗岩	0.5	200	5.0	21.823	11.312	0.026	0.182	0.025	0.615	0.471
JXXD-1	花岗岩	0.5	200	6.0	22.102	13.977	0.024	0.181	0.045	0.392	0.480

注：- 的含义是低于检测限(下同)。

态,反应结果与卤水含量相差很大,说明卤水矿的形成需经过漫长的时间。

4.3.2 温度对火成岩水-岩反应的影响

受到原岩元素成分的影响,花岗岩中 K⁺ 溶出量

出现两种变化特点:其一是在 250°C 达到相对高值,随温度升高溶出量下降,在 300~350°C 溶出量最低,后随温度升高而迅速增大,最大值可达 2.7 mg/L。另一种是随温度升高而增大,在 300°C 左右达到最大

表 5 温度变量的水-岩反应模拟实验影响结果

Table 5 The water-rock reaction simulation experiment with temperature variable

样品	岩性	流体	温度/℃	时间/h	$C_B/(mg \cdot L^{-1})$					
					Li ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	K ⁺	S ²⁻
JXYS-1	花岗岩	H ₂ O	200	6	0.044	8.032	—	—	0.579	0.054
JXYS-1	花岗岩	H ₂ O	250	5	0.087	27.929	—	0.047	1.570	0.143
JXYS-1	花岗岩	H ₂ O	300	4	0.040	73.469	—	0.025	0.559	0.092
JXYS-1	花岗岩	H ₂ O	350	3	0.055	7.728	—	—	0.656	0.033
JXYS-1	花岗岩	H ₂ O	400	2	0.077	17.560	0.023	1.949	2.631	0.076
JXXB-2	花岗岩	H ₂ O	200	6	0.006	51.584	—	0.134	2.008	0.092
JXXB-2	花岗岩	H ₂ O	250	5	—	10.943	—	0.134	0.565	0.062
JXXB-2	花岗岩	H ₂ O	300	4	0.004	4.930	—	0.007	0.747	0.054
JXXB-2	花岗岩	H ₂ O	350	3	0.004	8.901	—	0.386	0.953	0.099
JXXB-2	花岗岩	H ₂ O	400	2	0.055	11.340	—	0.070	0.729	0.241
JXSD-1	花岗岩	H ₂ O	200	6	0.005	7.844	—	0.955	0.686	0.061
JXSD-1	花岗岩	H ₂ O	250	5	0.005	5.638	0.005	0.466	1.315	0.087
JXSD-1	花岗岩	H ₂ O	300	4	0.006	12.865	—	0.085	1.619	0.059
JXSD-1	花岗岩	H ₂ O	350	3	0.010	9.708	—	0.051	0.965	0.057
JXSD-1	花岗岩	H ₂ O	400	2	—	3.399	—	0.158	0.522	0.075
JXJGS-8	花岗岩	H ₂ O	200	6	0.017	15.021	—	—	0.547	0.088
JXJGS-8	花岗岩	H ₂ O	250	5	0.005	6.274	—	—	0.904	0.045
JXJGS-8	花岗岩	H ₂ O	300	4	—	4.957	—	0.015	0.299	0.048
JXJGS-8	花岗岩	H ₂ O	350	3	0.008	3.128	—	0.683	0.638	0.113
JXJGS-8	花岗岩	H ₂ O	400	2	0.011	8.423	0.027	1.089	1.948	0.097
JXTH-2	玄武岩	H ₂ O	200	6	0.021	33.483	—	0.285	1.246	0.050
JXTH-2	玄武岩	H ₂ O	250	5	0.012	19.548	—	0.459	2.004	0.054
JXTH-2	玄武岩	H ₂ O	300	4	0.019	85.507	—	0.205	7.211	0.087
JXTH-2	玄武岩	H ₂ O	350	3	0.015	19.775	—	0.436	5.899	0.071
JXTH-2	玄武岩	H ₂ O	400	2	0.068	38.352	0.996	2.869	7.347	1.012

表 6 流体成分变量的水-岩反应模拟实验结果

Table 6 The water-rock reaction simulation experiment with the fluid composition

样品	岩性	NaCl溶液浓度/ (mol · L ⁻¹)	温度/℃	时间/h	离子浓度/(mg · L ⁻¹)				
					Li ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺
JXYS-1	花岗岩	0.5	200	6	0.885	11.121	—	0.302	—
JXYS-1	花岗岩	0.5	250	5	0.903	7.836	—	1.799	116.833
JXYS-1	花岗岩	0.5	300	4	0.850	10.753	—	0.401	—
JXYS-1	花岗岩	0.5	350	3	1.636	14.653	—	2.385	50.871
JXYS-1	花岗岩	0.5	400	2	0.044	—	—	1.744	0.023
JXYS-1	花岗岩	1.0	200	6	0.764	7.796	—	—	—
JXYS-1	花岗岩	1.0	250	5	0.626	11.511	—	5.054	0.105
JXYS-1	花岗岩	1.0	300	4	0.781	12.517	—	0.077	—
JXYS-1	花岗岩	1.0	350	3	3.525	39.446	0.214	0.779	—
JXYS-1	花岗岩	1.0	400	2	3.373	24.344	0.102	1.224	—
JXXB-2	花岗岩	0.5	200	6	0.238	11.103	—	7.957	0.045
JXXB-2	花岗岩	0.5	250	5	0.398	17.098	—	3.054	85.917
JXXB-2	花岗岩	0.5	300	4	0.798	28.085	—	0.329	—
JXXB-2	花岗岩	0.5	350	3	0.172	12.024	—	0.244	79.460
JXXB-2	花岗岩	0.5	400	2	0.128	14.795	—	0.318	—
JXXB-2	花岗岩	1.0	200	6	1.305	46.030	—	4.455	0.030
JXXB-2	花岗岩	1.0	250	5	0.761	34.981	—	2.999	0.040

续表 6
Continued Table 6

样品	岩性	NaCl溶液浓度/ (mol·L ⁻¹)	温度/℃	时间/h	离子浓度/(mg·L ⁻¹)				
					Li ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺
JXXB-2	花岗岩	1.0	300	4	0.748	67.553	-	0.101	-
JXXB-2	花岗岩	1.0	350	3	0.101	11.643	-	0.852	-
JXXB-2	花岗岩	1.0	400	2	0.002	-	-	0.852	-
JXSD-1	花岗岩	0.5	200	6	0.367	18.255	-	11.347	44.681
JXSD-1	花岗岩	0.5	250	5	0.223	23.001	-	14.286	217.978
JXSD-1	花岗岩	0.5	300	4	0.160	13.189	0.663	1.298	161.456
JXSD-1	花岗岩	0.5	350	3	0.076	12.627	-	0.508	85.169
JXSD-1	花岗岩	0.5	400	2	-	-	3.702	10.070	9.277
JXSD-1	花岗岩	1.0	200	6	0.131	11.869	-	18.324	0.115
JXSD-1	花岗岩	1.0	250	5	0.063	8.656	-	4.277	0.090
JXSD-1	花岗岩	1.0	300	4	0.074	9.339	-	0.203	0.013
JXSD-1	花岗岩	1.0	350	3	0.042	8.662	-	-	-
JXSD-1	花岗岩	1.0	400	2	0.008	0.096	-	0.034	-
JXTH-2	玄武岩	0.5	200	6	0.242	60.609	0.088	113.392	158.952
JXTH-2	玄武岩	0.5	250	5	0.406	46.862	0.048	106.894	365.281
JXTH-2	玄武岩	0.5	300	4	0.112	4.026	-	23.281	168.058
JXTH-2	玄武岩	0.5	350	3	0.025	7.193	-	0.389	28.205
JXTH-2	玄武岩	0.5	400	2	0.029	0.525	-	1.776	43.239
JXTH-2	玄武岩	1.0	200	6	0.183	13.821	-	253.971	1.875
JXTH-2	玄武岩	1.0	250	5	0.400	28.396	-	98.219	1.572
JXTH-2	玄武岩	1.0	300	4	0.160	12.439	-	9.754	0.438
JXTH-2	玄武岩	1.0	350	3	0.065	9.152	-	0.532	0.062
JXTH-2	玄武岩	1.0	400	2	0.008	-	-	0.490	-

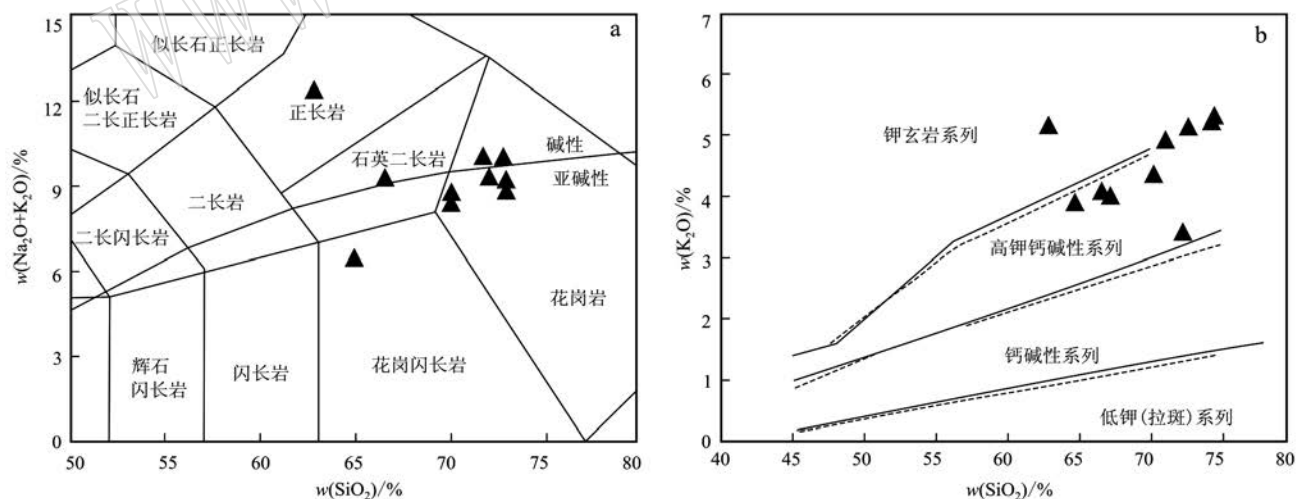


图7 花岗岩($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - SiO_2 关系图(a, 底图据 Middlemost, 1994)和 $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 关系图(b, 底图据 Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig. 7 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - SiO_2 relation diagram (a, modified from Middlemost, 1994) and $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ relation diagram (b, modified from Peccerillo and Taylor, 1976) of granites

值,随后溶出量减小。玄武岩中 K^+ 溶出量明显高于花岗岩,在 300℃ 后相对稳定,比花岗岩高约 3 倍

(图9)。花岗岩 Li^+ 的溶出量很低,变化规律不明显,除

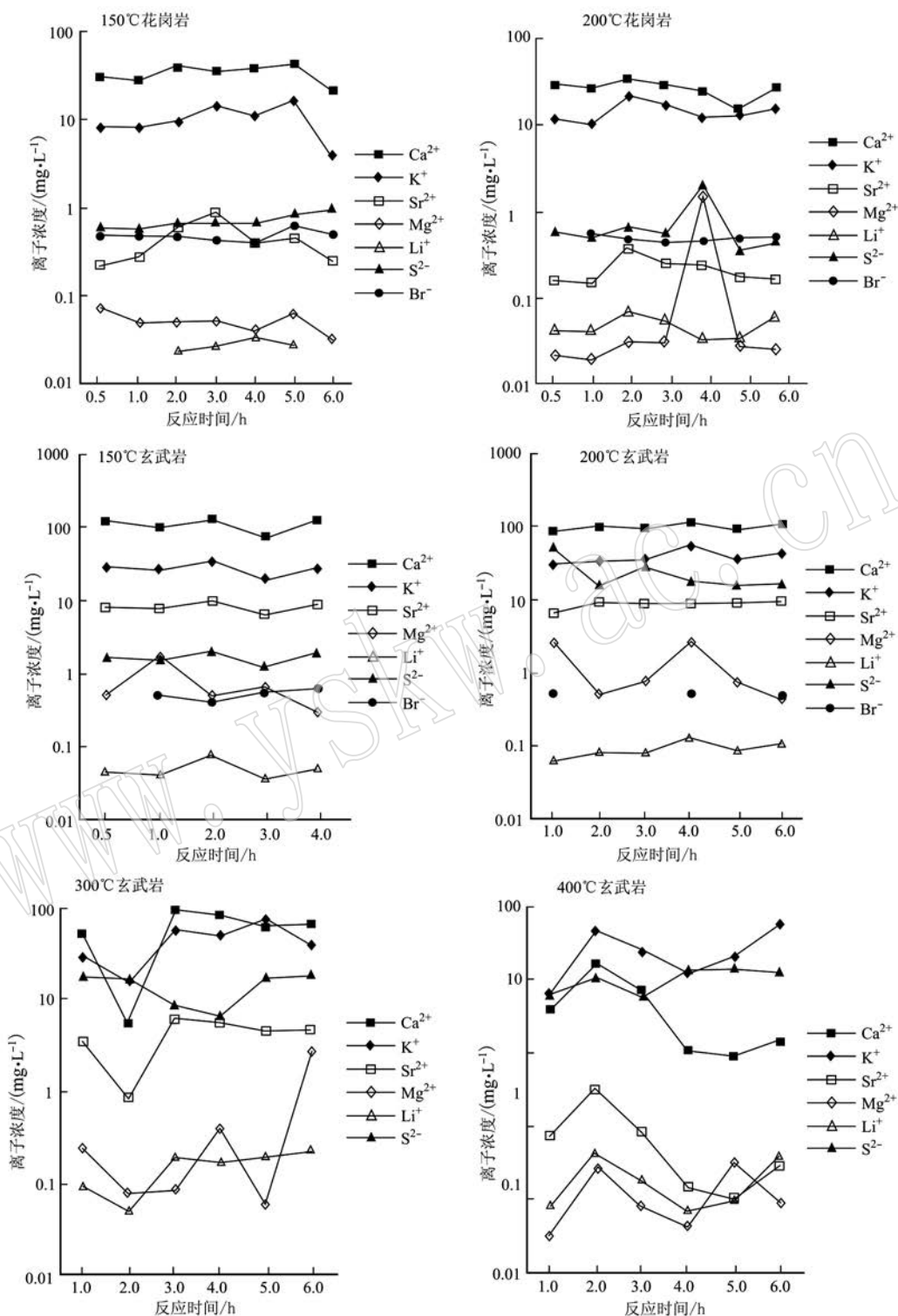


图 8 火成岩水-岩反应离子浓度随时间变化图

Fig. 8 Diagram of ion concentration with time in water-rock reaction of igneous rocks

了 JXYS-1 号花岗岩样品以外, 总体趋势和玄武岩大致相似, 在 0 ~ 350℃ 期间溶出量较稳定, 波动范围小, 而 350℃ 后随温度升高而迅速增大, 400℃ 时花岗岩最大值为 0.087 mg/L, 玄武岩最大值为 0.068

mg/L (图 9)。

探究温度对水-岩反应的影响实验中, 由于原岩成分的差异性 & 实验装置的不稳定性, 元素出溶量并没有呈现出较强的规律性 (图 10)。K、S、Na 元

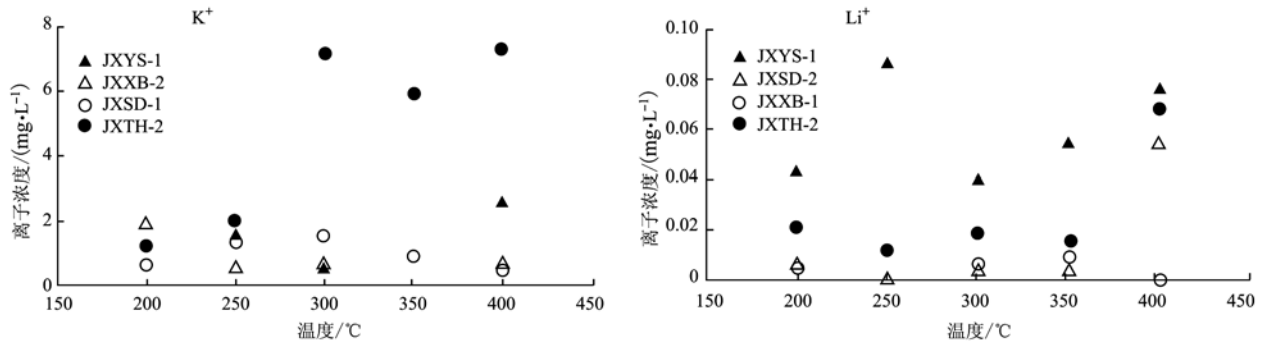


图9 水-岩反应中 K、Li 离子浓度变化图

Fig. 9 Diagram of K, Li ion concentration with temperature in water-rock reaction

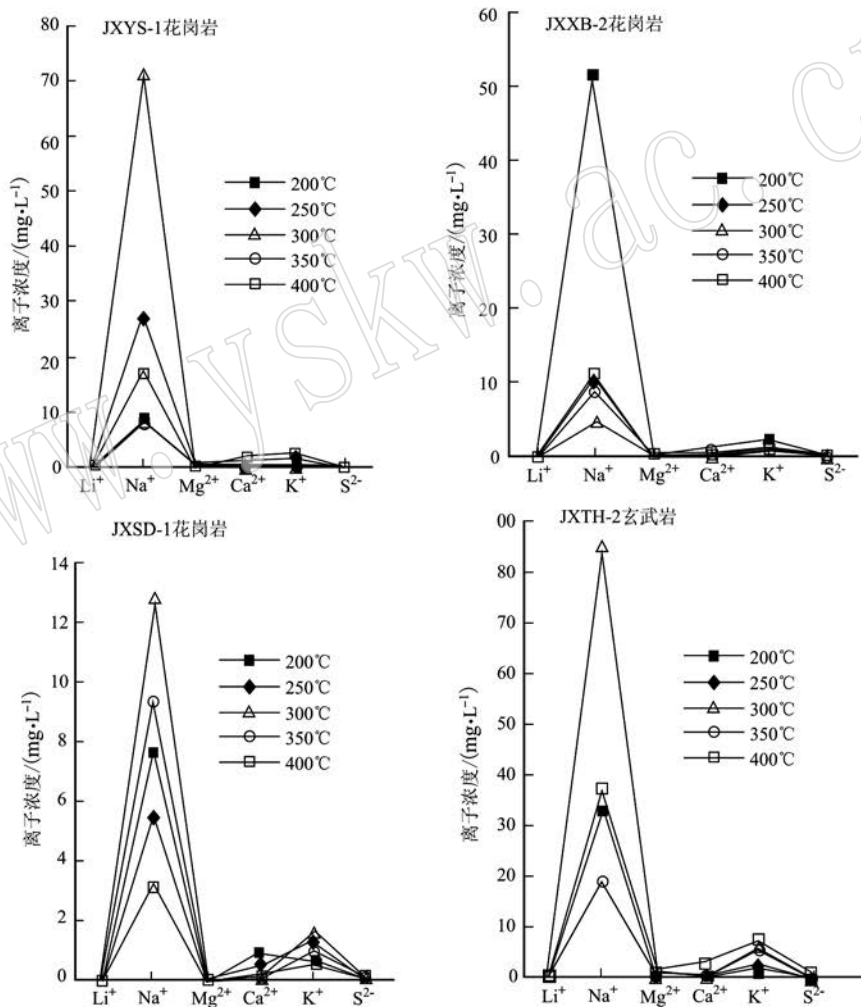


图10 火成岩水-岩反应离子浓度随温度变化图

Fig. 10 Diagram of ionic concentration with temperature in water-rock reaction

素相关性较好, Na 在 300°C 时最高, 在花岗岩中都呈现两种相似的变化趋势, 在一类花岗岩中溶出量随温度升高先增再减, 在 350°C 左右达到最大值, Mg、

Ca、K、S 元素在玄武岩中的溶出量特征相同, 即先减再增, 在 400°C 达到最大值。Li、Mg 元素离子溶出量很低, 表明一定温度下 Mg 元素强烈倾向于保留在固

体相中,因此有利于高 Li 低 Mg 卤水的形成。相同温度下流体对 Li^+ 的淋滤能力显著高于 Mg^{2+} ,而温度越高流体 Mg/Li 越低,说明温度是控制流体 Mg/Li 的重要因素。玄武岩中 K^+ 溶出量在 400°C 时最高,比花岗岩高约 2 倍,说明 K^+ 的来源可能主要是玄武岩。花岗岩元素出溶量总体分为两种变化特征,说明花岗岩经过了高程度分异结晶作用。各元素溶出量并不都随温度升高而增大,在特定温度有最大的溶出量。

4.3.3 流体成分对火成岩水-岩反应的影响

花岗岩样品中 K^+ 溶出量变化趋势相似,相同温度下 1 mol/L 的 NaCl 溶液含量高于 0.5 mol/L 的

NaCl 溶液,在 0.5 mol/L 的 NaCl 溶液中 K^+ 溶出量最高为 28.085 mg/L ,而其浓度总体随着盐度增高而增大, 1 mol/L 的 NaCl 溶液中最大值为 67.553 mg/L (表 6)。玄武岩中 K^+ 溶出量相同温度下随盐度增大而减小,在 200°C 的 0.5 mol/L 的 NaCl 溶液中达到最大值 60.609 mg/L (图 11)。NaCl 溶液反应后的 Li^+ 溶出量较低,花岗岩在相同温度下 1 mol/L 的 NaCl 溶液中其浓度比 0.5 mol/L 的 NaCl 溶液高,最高值为 3.53 mg/L ,玄武岩中相同温度下溶出量相似,且比花岗岩小约一个数量级,最大值为 0.406 ,因此推测 NaCl 溶液浓度对 Li^+ 溶出量影响较小,并且玄武岩不是卤水中锂的主要来源(图 11)。

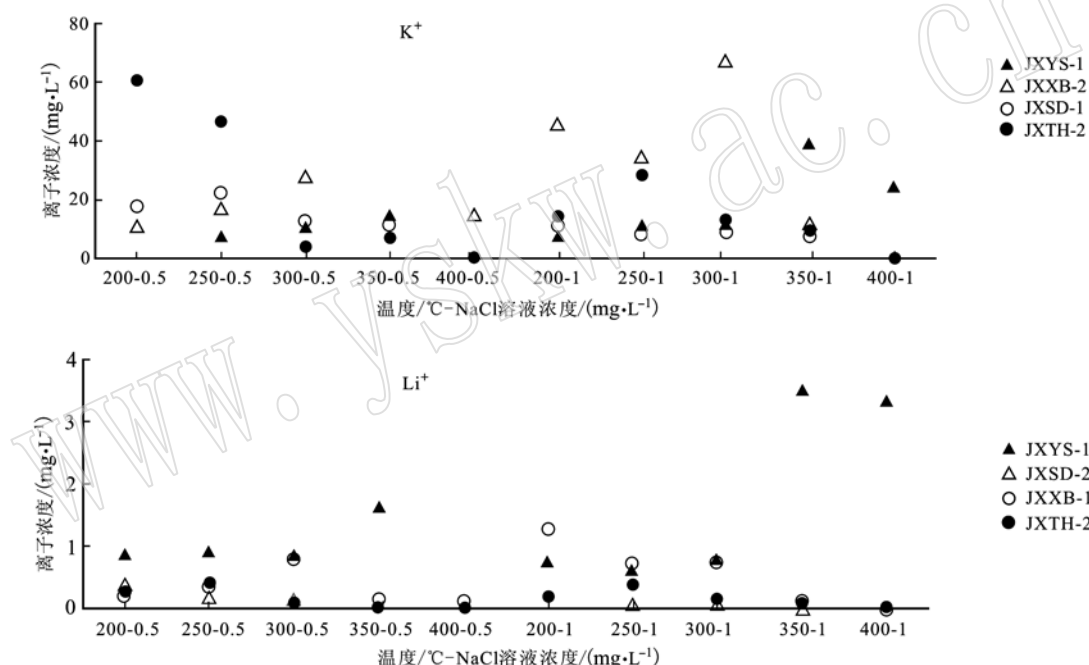


图 11 水-岩反应中 K、Li 离子浓度变化图

Fig. 11 Diagram of K, Li ion content with temperature and NaCl solution concentration in water-rock reaction

在探究流体成分对水-岩反应的影响实验中,由于原岩成分的差异性及实验装置的不稳定性,元素出溶量呈现出的规律性不强。 K^+ 在花岗岩中随反应溶液 NaCl 浓度增大而增大,与浓度变化呈正相关,在玄武岩中随浓度增大而减小。 Ca^{2+} 的溶出量整体随盐度增大而减小。 Mg^{2+} 在花岗岩中溶出量少,玄武岩中随浓度增大而减小。 Sr^{2+} 溶出量随浓度增大而减小。 Li^+ 溶出量较低,且在玄武岩中比花岗岩小约一个数量级。因此,高盐度不利于花岗岩中的 Ca^{2+} 和 Sr^{2+} 以及玄武岩中的 Mg^{2+} 和 Sr^{2+} 溶出,并

且 NaCl 溶液浓度对 Li^+ 溶出量影响较小,玄武岩不是卤水中锂的主要来源,相同条件下 NaCl 溶液对岩石中各元素的淋滤能力比去离子水高约 1~2 个数量级,说明高盐度流体是各成矿元素主要的迁移载体。

4.3.4 流体中 Mg/Li 值的控制因素

由于 Li 和 Mg 在元素周期表中处于对角线位置,离子半径、电荷、离子极化力等相近,结构和化学性质相似,提取过程中难以分离,因此卤水中的 Mg/Li 值决定了卤水锂的提取成本。结合环太平洋低 Mg/Li 盐湖周围、青藏高原低 Mg/Li 盐湖周围普遍

有热液活动痕迹,华南高温富钾锂卤水具有低 Mg/Li 特征(Risacher *et al.*, 2003; 刘喜方等, 2007; 刘成林等, 2016), 认为 Mg/Li 值高低可能与温度有关, 卤水低 Mg/Li 值可以作为热液活动的识别标识之一。但在水-岩反应过程中, 原岩 Mg 和 Li 的含量、不同温度和成分的流体对 Mg 和 Li 的淋滤能力、淋滤时间等都可能是卤水中 Mg/Li 值高低的控制因素。付路路(2017)选用吉泰盆地周缘的花岗岩进行了常温静态淋滤实验, 得出的结论是在常温静态淋

滤中, 流体成分、淋滤时间对实验结果中 Mg/Li 值的影响较小, 淋滤后的 Mg/Li 值与原岩 Mg/Li 值相当, 表明地表成因的卤水中 Mg/Li 主要受原岩成分控制。本文通过对比, 发现吉泰盆地火成岩高压釜水-岩反应模拟结果中的 Mg/Li 与卤水低 Mg/Li 特征相吻合(表7)。随着反应时间的延长或者流体成分的变化, Mg/Li 值受到的影响较小; 而随着温度的升高, Mg/Li 值显著降低, 初步判断温度是控制水-岩反应中流体 Mg/Li 值的关键因素之一(图12)。

表7 流体对各元素淋滤能力计算表

Table 7 Calculation of filtration capacity of fluid for each element

样品编号	岩性	流体浓度/(mol · L ⁻¹)	温度/℃	时间/h	$n(K^+)$	$n(Li^+)$	$n(Sr^{2+})$	$n(Na^+)$	$n(Mg^{2+})$	Mg/Li
JXTH-2	玄武岩	0.0	200	6	14.56	281.05	0.66	286.70	1.35	12.57
JXTH-2	玄武岩	0.0	250	5	14.54	99.72	0.55	103.93	0.28	7.33
JXTH-2	玄武岩	0.0	300	4	117.17	353.52	1.84	1017.89	0.34	2.53
JXTH-2	玄武岩	0.0	350	3	45.07	131.22	1.01	110.68	0.10	2.01
JXTH-2	玄武岩	0.0	400	2	8.53	90.40	0.88	32.62	0.01	0.24
JXTH-2	玄武岩	0.5	200	6	1.29	3.96	5.76	-	0.01	9.88
JXTH-2	玄武岩	0.5	250	5	1.59	5.56	5.09	-	0.01	6.16
JXTH-2	玄武岩	0.5	300	4	1.98	7.76	4.23	-	0.01	2.43
JXTH-2	玄武岩	0.5	350	3	2.89	11.08	3.93	-	0.01	1.47
JXTH-2	玄武岩	0.5	400	2	9.04	32.68	1.86	-	0.01	0.51
JXXB-2	花岗岩	0.0	200	6	5.89	5.27	-	50.68	-	-
JXXB-2	花岗岩	0.0	250	5	1.36	0.89	26.97	4.26	-	-
JXXB-2	花岗岩	0.0	300	4	0.91	0.77	25.35	7.54	-	-
JXXB-2	花岗岩	0.0	350	3	6.68	6.59	-	48.76	-	-
JXXB-2	花岗岩	0.0	400	2	0.05	0.02	11.06	0.23	0.04	0.30
JXXB-2	花岗岩	0.5	200	6	1.50	1.40	2.10	-	-	-
JXXB-2	花岗岩	0.5	250	5	0.40	0.22	12.60	-	-	-
JXXB-2	花岗岩	0.5	300	4	1.09	1.02	1.58	-	-	-
JXXB-2	花岗岩	0.5	350	3	0.25	0.33	10.10	-	-	-
JXXB-2	花岗岩	0.5	400	2	0.18	0.26	8.36	-	-	-
JXXB-2	花岗岩	1.0	200	6	79.36	91.53	-	-	-	-
JXXB-2	花岗岩	1.0	250	5	154.6	277.30	-	-	-	-
JXXB-2	花岗岩	1.0	300	4	0.09	0.25	13.17	-	-	-
JXXB-2	花岗岩	1.0	350	3	6.62	17.31	8.23	-	-	-
JXXB-2	花岗岩	1.0	400	2	2.06	2.17	0.81	-	-	-

因 Ca²⁺ 在流体和原岩中都属常量元素, 并且与 Li、Na、K、Sr 和 Mg 等元素的相关性较好, 为研究吉泰盆地火成岩水-岩反应对富钾锂卤水成因的指示意义, 可以 Ca²⁺ 含量作为衡量标准, 计算公式为 $n = (N_{\text{流体}} / N_{\text{原岩}}) / (Ca_{\text{流体}}^{2+} / Ca_{\text{原岩}}^{2+})$, 其中 N 为其他离子含量, n 表示流体对各元素的淋滤能力。由表7看出, $n(K^+)$ 平均值 > 1, 且随着温度的升高而增大的趋势表明流体对 K⁺ 的淋滤能力强于 Ca²⁺, 并且淋滤能力随温度升高而增强; $n(Li^+)$ 平均值 > 1, 且随

着温度的升高有增大的趋势, 表明流体对 Li⁺ 的淋滤能力强于 Ca²⁺, 并且淋滤能力随温度升高而增强; $n(Sr^{2+})$ 平均值 < 1, 且随着温度的升高有减小的趋势, 表明流体对 Sr²⁺ 的淋滤能力弱于 Ca²⁺, 而随温度的升高淋滤能力减弱。由此看出, 高压釜水-岩反应模拟中, 相对于 Ca²⁺, 流体对 K、Li 元素的淋滤能力明显高于 Mg、Sr 等元素, 在同一温度下, 随着时间延长各元素淋滤能力相对稳定, 但随着温度的升高, 流体对各元素淋滤能力差别越明显, 表明反应时间对

各元素的淋滤能力影响不大,而温度是流体对各元素淋滤能力的主要影响因素之一。

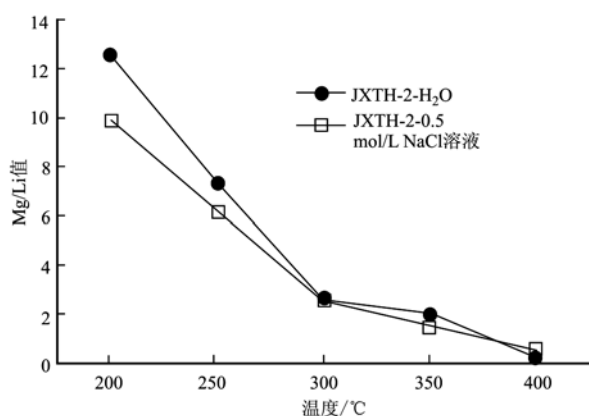


图 12 高压釜水-岩反应结果中的 Mg/Li 值变化图

Fig. 12 Mg/Li relationship in autoclave water-rock reaction

通过与常温静态淋滤结果(付路路, 2017)以及吉泰盆地卤水化学分析结果(表 2)对比可知, 高压釜水-岩反应结果中 S、Br 等元素低于常温浸泡结果, 而 Li、Na、K、Sr 等元素的溶出量明显高于常温浸泡结果, 但仍比盆地卤水中元素含量低约 2 个数量级, 说明较高温度更有利于 K、Li、Na、Sr 等元素的富集, 高于常温的改造过程对流体成分影响显著, 有利于火成岩发生水-岩反应为卤水提供物质来源, 火成岩水-岩反应是富钾锂卤水成矿的重要过程之一, 而地表蒸发浓缩是卤水成矿最主要机理。

5 结论

本文在前人研究的基础上, 通过对吉泰盆地及其周缘的中生代火成岩的野外调查采样、室内岩相学研究、流体包裹体分析、主微量元素测试及火成岩水-岩反应模拟实验等一系列工作, 分析了富锂卤水中成矿物质来源与中生代火成岩的关系, 总结了高温水-岩反应对吉泰盆地富锂卤水成矿的作用, 初步得出以下结论:

(1) 野外证据表明, 吉泰盆地中生代火成岩以花岗岩、玄武岩为主。研究区岩浆发生了不同程度的分异, 花岗岩有富硅、强过铝、过碱性的特征, 有利于岩石中锂元素的富集, 从而为卤水提供锂元素。玄武岩贫钠而稍富钾, 可能为卤水提供钾。通过镜下岩相学研究, 花岗岩主要矿物为石英、长石和云母, 蚀变作用强烈, 斜长石绢云母化、钾长石高岭土

化、黑云母绿泥石化等。玄武岩主要矿物长石和辉石, 辉石发生绿泥石化。研究表明地下热液对研究区火成岩的交代作用强烈, 火成岩通过水-岩反应为富钾锂卤水矿床提供物质来源。

(2) 吉泰盆地周缘中生代花岗岩中流体包裹体以后期次生包裹体为主, 包裹体体积较小, 以气-液两相包裹体为主, 未发现盐类子矿物, 推测流体盐度未达到饱和, 流体活动温度中-较高, 均一温度集中在 170 ~ 230 °C, 流体来源可能以大气降水为主。

(3) 实验表明, 较高温度下花岗岩中 Mg 元素出溶量极少, 有利于高 Li 低 Mg 卤水的形成, 说明花岗岩与卤水中的 Li 来源关系密切。玄武岩中流体对 K 的淋滤能力相比较强, 推测玄武岩为卤水中 K 的来源之一。与常温结果相比, 较高温度下流体对元素的淋滤能力显著增强, 温度是流体对元素的淋滤能力的主要控制因素, 高盐度流体是各成矿元素主要的迁移载体。

(4) 常温静态淋滤中的 Mg/Li 值与原岩 Mg/Li 值相当, 表明地表成因的卤水中 Mg/Li 值主要受原岩成分控制。高压釜水-岩反应中的 Mg/Li 值与卤水低 Mg/Li 特征相吻合, 但低于原岩的 Mg/Li 值, 温度是控制高温水-岩反应中流体 Mg/Li 值的关键因素之一。

(5) 高压釜水-岩反应结果与卤水成分特征吻合, 但数量级相差较大, 表明富锂卤水的形成需要漫长的时间, 水-岩反应是卤水形成的重要过程之一, 而地表蒸发浓缩是卤水成矿最主要机理。

致谢 本文野外地质工作期间得到了江西省地质矿产勘查开发局九〇二地质大队吴强工程师的大力支持, 中国地质科学院矿产资源研究所赵艳军副研究员等人在样品处理过程中给予了较大帮助, 审稿专家给论文提出了许多建设性的意见, 在此一并致谢!

References

- Choubey P K, Kim M, Srivastava R R, *et al.* 2016. Advance review on the exploitation of the prominent energy-storage element: Lithium. Part I: From mineral and brine resources[J]. *Minerals Engineering*, 89: 119 ~ 137.
- Dong Juan, Gao Xiang, Fang Qinfang, *et al.* 2015. The characteristics of halite inclusions in the Mengyejing potash deposit, Yunnan Province, and their palaeoenvironmental significance[J]. *Acta Petrologica et Mineral-*

- ogica, 34(2): 227~236(in Chinese with English abstract).
- Fu Lulu. 2017. Study on Gypsum Fluid Inclusions and Sources of Lithium in Cretaceous Lithium-rich Brine Mines in Jitai basin [D]. Shijiazhuang: Hebei University of Geosciences(in Chinese).
- Goldstein R H and Barker C E. 1990. Fluid inclusion technique for determining maximum temperature in calcite and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometer [J]. *Geology*, 18(10): 1 003~1 006.
- Goldstein R H. 2001. Clues from fluid inclusions [J]. *Science*, 294(2): 1 009~1 011.
- Huang Hua, Liu Chenglin, Zhang Shiwan, *et al.* 2014. Application of geophysical detection method to exploration of deep potassium-rich brine formation: A case study of Jiangling depression[J]. *Mineral Deposits*, 33(5): 1 101~1 107(in Chinese with English abstract).
- Jaskula B W. 2018. Mineral Commodity Summaries[J]. U. S. Geological Survey, 703: 648~4 908.
- Kesler S E, Gruber P W, Medina P A, *et al.* 2012. Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits [J]. *Ore Geology Reviews*, 48: 55~69.
- Lee A M, Scott A H, Dwight C B, *et al.* 2016. Lithium Brines: A Global Perspective[J]. *Reviews in Economic Geology*, 18: 339~365.
- Li Jiankang, Liu Xifang and Wang Denghong. 2014. The metallogenic regularity of lithium deposit in China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 88(12): 2 269~2 283(in Chinese with English abstract).
- Li Jiankang, Wang Denghong, Zhang Dehui, *et al.* 2006. The source of ore-forming fluid in Jiajika pegmatite type lithium polymetallic deposit, Sichuan Province[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 25(1): 45~52(in Chinese with English abstract).
- Li Ruiqin, Chen Xia, Liu Chenglin, *et al.* 2014. Study on loss mechanism of rubidium during potassium crystallization from potassium-rich brine of Jiangling sunken area[J]. *Inorganic Chemicals Industry*, 46(2): 18~20, 26(in Chinese with English abstract).
- Li Ruiqin, Liu Chenglin, Chen Xia, *et al.* 2014. Salting law by cooling deep potassium-bearing brine in Jiangling depression[J]. *Journal of Salt Lake Research*, 21(1): 1~6(in Chinese with English abstract).
- Liu Chenglin, Wang Mili, Jiao Pengcheng, *et al.* 2006. The exploration experiences of potash deposits in the world and probing of countermeasures of China's future potash-deposits investigation[J]. *Geology of Chemical Minerals*, 28(1): 1~8(in Chinese with English abstract).
- Liu Chenglin, Yu Xiaocan, Zhao Yanjun, *et al.* 2016. A tentative discussion on regional metallogenic background and mineralization mechanism of subterranean brines rich in potassium and lithium in South China Block[J]. *Mineral Deposits*, 35(6): 1 119~1 143(in Chinese with English abstract).
- Liu Dehan. 1995. Fluid inclusion studies: An effective means for basin fluid investigation[J]. *Earth Science Frontiers* (China University of Geosciences, Beijing), 2(3~4): 149~153(in Chinese with English abstract).
- Liu Xifang, Zheng Mianping and Qi Wen. 2007. Sources of ore-forming materials of the superlarge B and Li deposit in Zabuye salt lake, Tibet, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 81(12): 1 709~1 715(in Chinese with English abstract).
- Lu Huanzhang, Fan Hongrui, Ni Pei, *et al.* 2004. Fluid Inclusion[M]. Beijing: Science Press, 1~487(in Chinese).
- Meng Fanwei, Liu Chenglin and Ni Pei. 2012. To forecast sylvite deposits using the chemistry of fluid inclusions in halite[J]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 29(1): 62~69(in Chinese with English abstract).
- Meng Fanwei, Zhang Zhili, Zhuo Qingong, *et al.* 2018. Direct geolocal records of ancient environments in the evaporite basin: Evidences from fluid inclusions in halite[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 37(3): 451~460(in Chinese with English abstract).
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth-Science Reviews*, 37: 215~244.
- Peccerillo R and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. *Contrib. Mineral.-Petrol.*, 58: 63~81.
- Risacher F, Alonso H and Salazar C. 2003. The origin of brines and salts in Chilean salars: A hydrochemical review[J]. *Earth Science Reviews*, 63(3): 249~293.
- Roberts S M and Spencer R J. 1995. Paleotemperatures preserved in fluid inclusion in halite[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(19): 3 929~3 942.
- Roedder E. 1963. Fluid inclusions[J]. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 12: 1~644.
- Roedder E and Belkin H E. 1979. Application of studies of fluid inclusions in Permian Salado, NM, to problems of siting the waste isolation pilotplant. NM[A]. McCarthy G J. Scientific Basis for Nuclear Waste Management[C], 1(Plenum): 313~321.
- Wang Chunlian, Huang Hua, Wang Jiuyi, *et al.* 2018. Geological features and metallogenic model of K- and Li- rich brine ore field in the Jiangling depression[J]. *Acta Geologica Sinica*, 92(8): 1 630~1 646(in Chinese with English abstract).
- Wang Chunlian, Liu Chenglin, Liu Baokun, *et al.* 2015. The discovery of carnallite in Paleocene Jiangling depression and its potash searching significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 89(1): 129~136(in Chinese with English abstract).
- Wang Chunlian, Liu Chenglin, Wang Licheng, *et al.* 2013b. Reviews on potash deposit metallogenic conditions[J]. *Advances in Earth Science*, 28(9): 976~987(in Chinese with English abstract).
- Wang Chunlian, Liu Chenglin, Xu Haiming, *et al.* 2013a. Homogenization temperature study of salt inclusions from the upper section of Shashi Formation in Jiangling depression[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 32

(3): 383~392(in Chinese with English abstract).

Wang Chunlian, Liu Chenglin, Yu Xiaocan, *et al.* 2016. The extremely hot and dry climatic events and potash enrichment in salt lakes[J].

Acta Geologica Sinica (English Edition), 90(2): 769~770.

Wang Denghong, Liu Lijun, Dai Hongzhang, *et al.* 2017. Discussion on particularity and prospecting direction of large and super-large spodumene deposits[J]. Earth Science, 42(12): 1~15(in Chinese with English abstract).

Wang Lili. 2015. Geochemistry and Petrogenesis of Granitoids from Late Early Paleozoic to Mesozoic in Ganzhou, South China[D]. China University of Geosciences (Beijing)(in Chinese).

Weng Meimao and Yang Dan. 2018. Lithium-boron isotopic fractionation variation in the water-rock interaction process[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 37(1): 128~142(in Chinese with English abstract).

Xiong Xin, Li Jiankang, Wang Denghong, *et al.* 2019. A study of solid minerals in melt inclusions and fluid inclusions from the Jiajika pegmatite-type lithium deposit[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 38(2): 241~253(in Chinese with English abstract).

Xu Yang, Liu Chenglin, Jiao Pengcheng, *et al.* 2017. Geochemical characteristics and potash formation analysis of Paleocene-Eocene evaporates in Kuqa depression of Xinjiang: A case study of borehole KL4 [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 36(5): 755~764(in Chinese with English abstract).

Yu Xinqi, Shu Liangshu, Deng Guohui, *et al.* 2005. Geochemical features and tectonic significance of the alkali-basalts from Ji'an-Taihe basin, Jiangxi Province [J]. Geoscience, 19(1): 133~140(in Chinese with English abstract).

Yu X, Wang C, Liu C, *et al.* 2015. Sedimentary characteristics and depositional model of a Paleocene-Eocene salt lake in the Jiangling Depression, China[J]. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 33(6): 1426~1435.

Zhang Xiyang, Ma Haizhou, Gao Donglin, *et al.* 2009. Analysis of influencing factors causing the changes of chemical components of underground brine in mining area of West Taijinar salt lake[J]. Journal of Salt Lake Research, 17(4): 22~26(in Chinese with English abstract).

Zhou Xinmin, Sun Tao, Shen Weizhou, *et al.* 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: a response to tectonic evolution[J]. Episodes, 29(1): 26~33.

Zhou Xun, Cao Qin, Yin Fei, *et al.* 2015. Characteristics of the brines and hot springs in the Triassic carbonates in the high and steep fold zone of the eastern Sichuan Basin [J]. Acta Geologica Sinica, 89(11): 1908~1920(in Chinese with English abstract).

Zhou Xun, Jiang Changlong, Han Jiajun, *et al.* 2013. Some problems related to the evaluation of subsurface brine resources in deep-seated aquifers in sedimentary basins [J]. Acta Geoscientia Sinica, 34

(5): 610~616(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

董娟, 高翔, 方勤方, 等. 2015. 云南勐野井钾盐矿床石盐包裹体特征及古环境意义[J]. 岩石矿物学杂志, 34(2): 227~236.

付路路. 2017. 吉泰盆地白垩系富锂卤水矿石膏流体包裹体及锂来源研究[D]. 石家庄: 河北地质大学.

黄华, 刘成林, 张士万, 等. 2014. 深层富钾卤水的地球物理探测技术及应用—以江陵凹陷为例[J]. 矿床地质, 33(5): 1101~1107.

李建康, 刘喜方, 王登红. 2014. 中国锂矿成矿规律概要[J]. 地质学报, 88(12): 2269~2273.

李建康, 王登红, 张德会, 等. 2006. 四川甲基卡伟晶岩型锂多金属矿床成矿流体来源研究[J]. 岩石矿物学杂志, 25(1): 45~52.

李瑞琴, 陈侠, 刘成林, 等. 2014. 江陵富钾卤水析钾过程中铷流失机理研究[J]. 无机盐工业, 46(2): 18~20, 26.

李瑞琴, 刘成林, 陈侠, 等. 2013. 江陵凹陷深层富钾卤水井内降温析盐情况探讨[J]. 盐湖研究, 2013, 21(1): 1~6.

刘成林, 王弼力, 焦鹏程, 等. 2006. 世界主要古代钾盐找矿实践与中国找钾对策[J]. 化工矿产地质, 28(1): 1~8.

刘成林, 余小灿, 赵艳军, 等. 2016. 华南陆块液体钾、锂资源的区域成矿背景与成矿作用初探[J]. 矿床地质, 35(6): 1119~1143.

刘德汉. 1995. 包裹体研究—盆地流体追踪的有力工具[J]. 地学前缘, 2(3~4): 149~153.

刘喜方, 郑绵平, 亓文. 2007. 西藏扎布耶盐湖超大型 B、Li 矿床成矿物质来源研究[J]. 地质学报, 81(12): 1709~1715.

卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 北京科学出版社, 1~487.

孟凡巍, 刘成林, 倪培. 2012. 全球古海水化学演化与世界主要海相钾盐沉积关系暨中国海相成钾探讨[J]. 微体古生物学报, 29(1): 62~69.

孟凡巍, 张智礼, 卓勤功, 等. 2018. 蒸发岩盆地古环境的直接记录: 来自石盐流体包裹体的证据[J]. 矿物岩石地球化学通报, 37(3): 451~460.

王春连, 黄华, 王九一, 等. 2018. 江陵凹陷富钾锂卤水矿田地质特征及成藏模式研究[J]. 地质学报, 92(8): 1630~1646.

王春连, 刘成林, 刘宝坤, 等. 2015. 江陵凹陷古新统光卤石的发现及其钾盐找矿意义[J]. 地质学报, 89(1): 129~136.

王春连, 刘成林, 王立成, 等. 2013b. 钾盐矿床成矿条件研究若干进展[J]. 地球科学进展, 28(9): 976~987.

王春连, 刘成林, 徐海明, 等. 2013a. 江陵凹陷沙市组上段石盐包裹体测温学研究[J]. 岩石矿物学杂志, 32(3): 383~392.

王登红, 刘丽君, 代鸿章, 等. 2017. 试论国内外大型超大型锂辉石矿床的特殊性与找矿方向[J]. 地球科学, 42(12): 1~15.

王丽丽. 2015. 华南赣州地区早古生代晚期—中生代花岗岩类地球化

- 学与岩石成因[D]. 中国地质大学(北京).
- 翁梅茂, 杨丹. 2018. 水-岩反应工程中的锂硼同位素分馏变化规律[J]. 岩石矿物学杂志, 37(1): 128~142.
- 熊欣, 李建康, 王登红, 等. 2019. 川西甲基卡花岗伟晶岩型锂矿床中熔体、流体包裹体固相物质研究[J]. 岩石矿物学杂志, 38(2): 241~253.
- 徐洋, 刘成林, 焦鹏程, 等. 2017. 塔里木盆地库车凹陷古新统一始新统蒸发岩地球化学特征及成钾分析[J]. 岩石矿物学杂志, 36(5): 755~764.
- 余心起, 舒良树, 邓国辉, 等. 2005. 江西吉泰盆地碱性玄武岩的地球化学特征及其构造意义[J]. 现代地质, 19(1): 133~140.
- 张西营, 马海州, 高东林, 等. 2009. 西台吉乃尔盐湖矿区地下卤水化学组分变化的影响因素分析[J]. 盐湖研究, 17(4): 22~26.
- 周训, 曹琴, 尹菲, 等. 2015. 四川盆地东部高褶带三叠系地层卤水和温泉的地球化学特征及成因[J]. 地质学报, 89(11): 1908~1920.
- 周训, 姜长龙, 韩佳君, 等. 2013. 沉积盆地深层地下卤水资源量评价之若干探讨[J]. 地球学报, 34(5): 610~616.

《岩石矿物学杂志》荣获“2019 中国国际影响力优秀学术期刊”

2019年10月,《中国学术期刊(光盘版)》电子杂志社、中国学术文献国际评价研究中心和清华大学图书馆联合发布了《中国学术期刊国际引证年报》,我刊入选“2019 中国国际影响力优秀学术期刊”。入选的地质学类期刊数据详见下表。

序号	期刊名称	国际影响力指数 CI	国际他引总被引频次	国际他引影响因子	荣誉
1	岩石学报*	318.692	7 003	0.944	“2019 中国最具国际影响力学术期刊”
2	Geoscience Frontiers*	253.043	2 182	3.856	
3	Science China Earth Sciences*	250.022	3 836	1.989	
4	石油勘探与开发*	181.629	2 440	1.781	
5	Acta Geologica Sinica(English Edition)	181.434	2 715	1.493	
6	地质学报	165.638	3 210	0.650	
7	地学前缘	142.026	2 500	0.784	
8	地球物理学报*	132.033	2 652	0.406	
9	地质通报	111.181	2 260	0.302	
10	Journal of Earth Science*	107.543	1 054	1.485	
11	Petroleum Science*	104.502	855	1.638	
12	石油学报	101.636	1 754	0.584	
13	地质论评	98.862	1 632	0.644	
14	地球科学	85.505	1 436	0.529	“2019 中国国际影响力优秀学术期刊”
15	Acta Geochimica	74.169	715	1.038	
16	Frontiers of Earth Science*	73.067	566	1.181	
17	Journal of Palaeogeography*	71.944	223	1.558	
18	矿床地质	69.613	1 293	0.298	
19	中国地质	68.967	1 240	0.338	
20	沉积学报	64.986	1 152	0.335	
21	吉林大学学报(地球科学版)	64.274	1 083	0.391	
22	地球学报	63.010	1 016	0.432	
23	地球化学	57.734	1 055	0.263	
24	地质科学	53.824	954	0.276	
25	石油与天然气地质	51.457	852	0.328	
26	地球科学进展	49.212	902	0.220	
27	中国科学:地球科学	46.971	949	0.116	
28	高校地质学报	44.247	827	0.180	
29	大地构造与成矿学	43.364	639	0.362	
30	地震地质	43.010	710	0.276	
31	岩石矿物学杂志	41.292	750	0.191	
32	中国石油大学学报(自然科学版)	39.863	644	0.271	

注: * 标的期刊为被 WoS-JCR2018 报道的期刊。