



引文格式: 孙吉明, 马中平, 负杰, 等. 西天山乌孙山花岗岩和闪长岩年代学、地球化学及岩石成因[J]. 西北地质, 2024, 57(3): 59–72. DOI: 10.12401/j.nwg.2024010

Citation: SUN Jiming, MA Zhongping, YUN Jie, et al. Geochronology Geochemistry and Petrogenesis of the Granite and Diorite in Wusun Mountain Western Tianshan[J]. Northwestern Geology, 2024, 57(3): 59–72. DOI: 10.12401/j.nwg.2024010

西天山乌孙山花岗岩和闪长岩年代学、 地球化学及岩石成因

孙吉明^{1,2,3}, 马中平^{1,2,3}, 负杰⁴, 王国强¹

- (1. 中国地质调查局西安地质调查中心/西北地质科技创新中心, 陕西 西安 710119; 2. 中国地质调查局造山带地质研究中心, 陕西 西安 710119; 3. 陕西紫阳中志留统底界层型剖面野外科学观测研究站, 陕西 西安 710119; 4. 河北省区域地质调查院, 河北 廊坊 100083)

摘要: 笔者选取位于伊犁盆地内乌孙山北缘察布查尔林场花岗岩为研究对象, 其地球化学、地质年代学和岩石成因研究对于探讨西天山南缘壳幔岩浆作用具有较重要的指示意义。岩石地球化学特征显示二长花岗岩属高钾钙碱性准铝质-弱过铝质岩石系列; 轻稀土富集, 弱的 Eu 负异常 ($\delta\text{Eu}=0.74\sim 0.84$), 富集大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta、P、Ti 等高场强元素特征, $\text{Zr}/\text{Hf}=42\sim 44$, 部分样品中含有少量的刚玉标准矿物, 显示出壳源花岗岩的特征。闪长岩 Al_2O_3 、 FeO 、 CaO 含量明显高于二长花岗岩, Na_2O 和 K_2O 含量低于二长花岗岩, 属于高钾准铝质岩石系列; 轻稀土富集, 显示出 Eu 的轻微正异常 ($\delta\text{Eu}=0.90\sim 1.24$), 富集大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta 等高场强元素, 此外, 闪长岩还显示出具有高 Sr ($\text{Sr}>400\times 10^{-6}$) 低 Y (12.83×10^{-6}) 及 Yb (1.34×10^{-6}) 和高 $\text{Mg}^\#$ 特征, 其源岩应为俯冲板片上覆地幔部分熔融产物。二者均显示出岛弧岩浆的特征。二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 $(361.7\pm 1.8)\text{Ma}$; 形成于晚泥盆世末期, 结合前人的研究资料认为在 $\sim 360\text{Ma}$ 由于南天山洋板片的回撤或俯冲流体参与, 上覆地幔发生部分熔融产生了基性岩浆, 岩浆上涌过程中提供大量的热导致地壳发生部分熔融形成了酸性岩浆, 两种岩浆发生不均匀混合作用。上涌的岩浆引起地幔对流, 导致伊犁地块内部出现一定的伸展作用(弧后伸展作用)。

关键词: 西天山; 花岗岩及包体; 锆石 U-Pb 定年; 岩石地球化学; 构造环境

中图分类号: P597

文献标志码: A

文章编号: 1009-6248(2024)03-0059-14

Geochronology Geochemistry and Petrogenesis of the Granite and Diorite in Wusun Mountain Western Tianshan

SUN Jiming^{1,2,3}, MA Zhongping^{1,2,3}, YUN Jie⁴, WANG Guoqiang¹

收稿日期: 2023-03-16; 修回日期: 2023-12-22; 责任编辑: 曹佰迪

基金项目: 中国地质调查局项目“西昆仑其曼于特地区 1:5 万区域地质调查”(DD20242932), “西昆仑-阿尔金成矿带区域地质调查”(DD20240030), 国家自然科学基金青年项目“阿尔金南缘鱼目泉岩浆混合岩体中的矿物成因及岩浆混合过程研究”(41502061)和陕西省自然科学基金基础研究计划“东天山新元古代强过铝质花岗岩的发现对中天山构造带北界的约束”(2023-JC-Yb-268)联合资助。

作者简介: 孙吉明(1981-), 男, 硕士, 正高级工程师, 从事区域岩浆岩和大地构造研究工作。E-mail: sjiming@163.com。

- (1. Xi'an Center, China Geological Survey (Geosciences Innovation Center of Northwest China), Xi'an 710119 Shaanxi, China; 2. Centre for Orogenic Belt Geology, CGS, Xi'an 710119, Shaanxi, China; 3. Strata type Section for the Bottom of Wenlock - Shaanxi Ziyang Field Scientific Observation, Xi'an 710119, Shaanxi, China; 4. Hebei Regional Geological Survey Institute, Langfang 100083, Hebei, China)

Abstract: The study object is located in the Chabuchaer Forest Farm on the northern margin of Wushun Mountain in Yili Basin, the studying of geochemistry, geochronology and petrogenesis have an important indicative significance for discussing crust-mantle magmatism in the southern margin of the West Tianshan. The geochemical characteristics show that the monzogranites is a high-potassium-calcium-alkaline and quasi-aluminous-weak peraluminous rocks, the monzogranites is enriched with LREE、weak negative Eu anomaly ($\delta\text{Eu}=0.74\sim 0.84$)、rich in LILEs and deficient in HFSEs(Nb、Ta、Ti、P), its Zr/Hf ratios are 42~44, some samples contain a small amount of corundum mineral, and it show the characteristics of crust-derived granite. The Al_2O_3 , FeO^{T} and CaO of the diorite is obviously higher than that in granite, but the Na_2O and K_2O is lower than the granite, it belongs to high-potassium-calcium-alkaline quasi-aluminous rock; the diorite is enriched with LREE、weak positive anomaly of Eu($\delta\text{Eu}=0.90\sim 1.24$)、rich in LILEs and deficient in HFSEs(Nb、Ta), in addition, the diorite has high Sr ($\text{Sr}>400\times 10^{-6}$), low Y (12.83×10^{-6}) and Yb (1.34×10^{-6}) and high $\text{Mg}^{\#}$, therefore, the source rock is the partial melting product of the mantle overlying the subduction slab, which enrichment hornblende. The monzogranite and diorite show the characteristics of island arc magma. The zircon U-Pb dating results show that the age of monzogranite is 361.7 ± 1.8 Ma, and belong to the late Devonian. Combined with previous research data, we believed that in ~ 360 Ma, due to the rolling-back or subduction of the southern Tianshan ocean plate, the overlying mantle partially melted and produced the basic magma. During the uppouring process of the magma, a large amount of heat were provided, which led to partial melting of the crust and the formation of acidic magma, and the two kinds of magma had uneven mixing. At the same time, mantle convection caused by upwelling magma leads to a certain extension (back-arc extension) in the Yili block.

Keywords: Western Tianshan; granite and inclusion; zircon U-Pb dating; geochemistry; tectonic environment

天山造山带是在古生代由古亚洲洋的消减闭合过程中,其间的塔里木、准噶尔、哈萨克斯坦等板块俯冲-碰撞-增生所形成(Gao et al., 1998; Xiao et al., 2004; Liu W et al., 2006; Qian et al., 2008),随着该地区研究程度的加深,使其造山增生作用过程成为国内外研究的热点。作为板块俯冲-碰撞-增生过程中重要的产物,花岗岩的岩石组合、岩石地球化学特征及其成因研究,可有效的反演造山带的构造演化过程(Barbarin B, 1999; 童英等, 2010; Dong et al., 2011; Long et al., 2011; Wang et al., 2014; Ma et al., 2015)。西天山构造带位于天山造山带的西段,在地质演化过程中发生了多期次与地壳增生和改造作用有关的花岗岩浆活动(Windley et al., 2007, 2015; Kröner et al., 2013; Xiao et al., 2014),这些侵入岩的时代主要集中于奥陶纪—二叠纪,以晚古生代岩浆作用最为发育(刘新等, 2012)。从北向南,按其所属的大地构造单元,可分为北天山花岗岩带,伊犁地块北缘花岗岩带,伊犁地块

南缘花岗岩带和南天山花岗岩带(Long et al., 2011; 刘新等, 2012)。前人对上述几个花岗岩带内晚古生代花岗岩的成因、构造环境进行了详细的研究,认为其主要形成于与洋壳俯冲有关的岛弧(王博等, 2007; 唐功建等, 2008; Long et al., 2011; Seltmann et al., 2011; 刘新等, 2012; Jiang et al., 2014; Wang et al., 2014)及碰撞-后碰撞背景(Sun et al., 2008; 高俊等, 2009; Zhao et al., 2009; Han et al., 2010; Dong et al., 2011; Xia et al., 2012; Zhang et al., 2012)。

乌孙山位于伊犁地块中南部,前人研究资料显示该地区存在大量的晚古生代岩浆岩,以火山岩为主体(朱永峰,等, 2006; 茹艳娇, 2012; 孙吉明,等, 2014),侵入岩分布少而小,因此,调查区内研究多数以火山岩为主,侵入岩的研究相对匮乏,仅仅在乌孙山南缘昭苏以北的地区有过详细的研究,确认了约360 Ma壳源岛弧花岗岩类型的存在(Bao et al., 2018)。乌孙山北部侵入岩多呈岩枝或岩株形态分布,前人

根据岩体与地层的接触关系将其划分为二叠纪岩体, 尚缺乏精细的年代学和地球化学研究。鉴于此, 笔者选取伊犁地块内乌孙山北部察布查尔林场地区的花岗岩和“包体”细粒闪长岩为研究对象, 重点开展岩体的岩石学、地球化学、锆石 U-Pb 定年及岩石成因研究, 分析西天山地区晚古生代花岗岩岩石成因和形成机制, 探讨研究区晚古生代壳幔相互作用过程, 为该地区晚古生代构造岩浆作用提供基础资料和相关证据。

1 研究区地质特征及岩相学特征

研究区位于西天山西南段昭苏县以北的乌孙山西北部, 构造位置属于伊犁-中天山板块(图 1a), 区内出露的地层主要是石炭纪火山沉积岩系, 其次为二叠世乌郎组双峰式火山-沉积岩系, 后有侏罗系等山间河湖相建造覆盖于其上。石炭系自下而上依次为早石炭世大哈拉军山组火山岩、沉积岩系-早石炭世阿克苏克组碎屑岩与碳酸盐岩-晚石炭世伊什基里克组双峰式板内裂谷火山岩, 各组之间均以角度不整合接触(李永军等, 2010)。区内发育有较多的以岩株形式出露的二叠纪花岗岩, 侵入石炭纪地层中(图 1b)。研究对象位于研究区西北部察布查尔林场内(图 1b), 侵

入岩主要为灰白色-浅肉红色二长花岗岩, 其中发育大量的暗色闪长质“包体”(图 2e、图 2f)。岩相学特征如下。

灰白色-浅肉红色角闪石二长花岗岩: 样品宏观风化面局部呈肉红色, 新鲜面呈浅灰白色, 块状构造, 粗粒花岗岩结构(图 2c), 钾长石含量不均匀。镜下特征显示主要矿物组成为钾长石、斜长石、石英和角闪石。钾长石呈自型-半自形柱状, 粒度为 0.5 mm×1.0 mm~1.3 mm×2.2 mm, 普遍发生了高岭石化和碳酸盐化蚀变, 含量约为 30%; 石英呈他形粒状、填隙状, 含量约为 30%; 斜长石呈自型-半自型板柱状分布, 含量约为 25%; 角闪石呈自型-半自型, 粒度大小不等, 一组极完全解理特征明显, 局部可见有较明显的两组解理, 含量为分布不均匀 5%~10%; 副矿物主要有榍石、锆石、磷灰石等。

灰色黑云母闪长岩(图 2a、图 2b、图 2d): 闪长岩呈椭圆形或水滴状的“包体”的形式分布在二长花岗岩中, 块状构造、细粒结构, 主要由斜长石、角闪石、黑云母、石英组成。斜长石为自型-半自型板柱状, 粒度为 0.1 mm×0.4 mm~0.5 mm×1.5 mm, 斜长石蚀变程度较花岗岩轻, 含量为 55%~60%; 角闪石呈自形-半自型柱状, 粒度小于 0.3 mm×0.5 mm, 一组极完全解理特征明显, 局部可见有较明显的两组

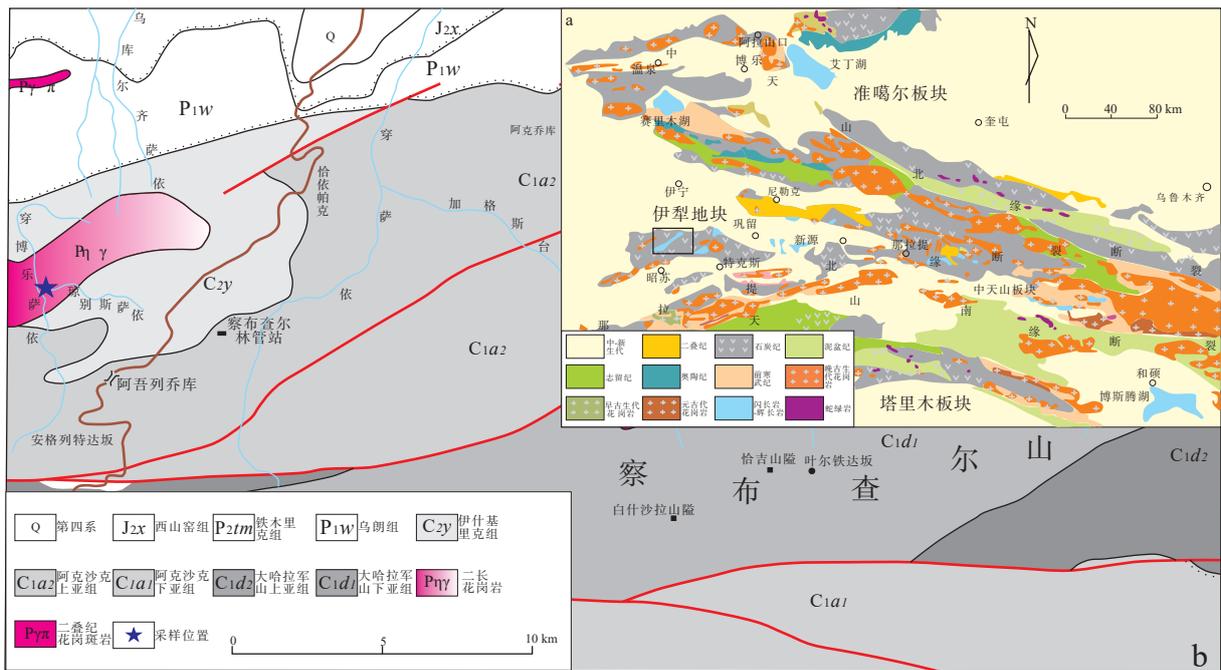
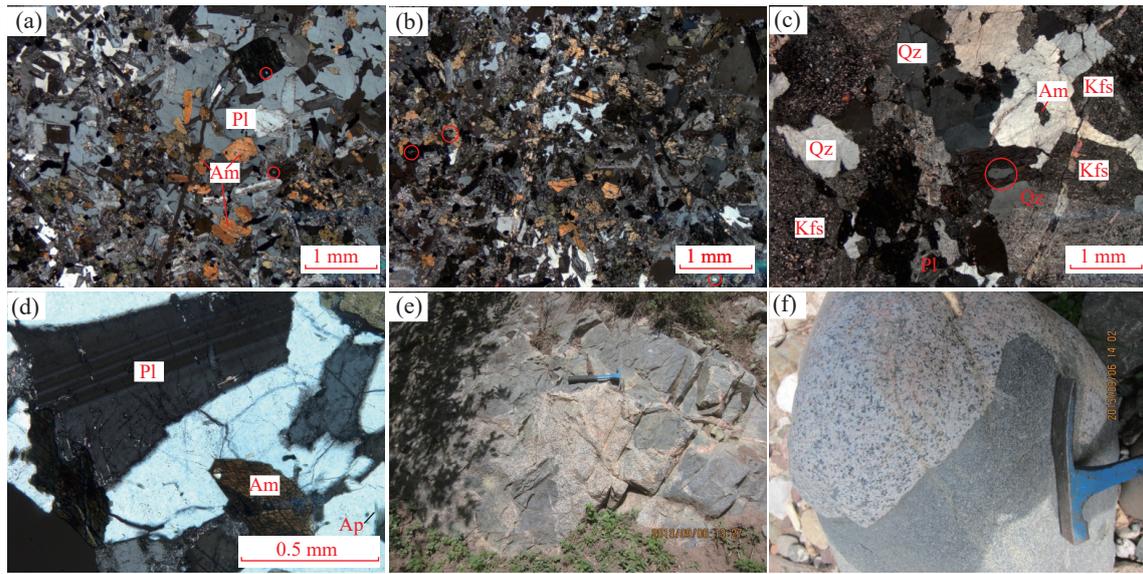


图 1 研究区地质简图(a 据 Xu et al., 2012 修改)

Fig. 1 Geological map of research area



Qz. 石英; Pl. 斜长石; Am. 角闪石; Kfs. 钾长石; Ap. 磷灰石

图2 乌孙山地区二长花岗岩及其“包体”闪长岩的岩相学特征(正交偏光)

Fig. 2 The petrographical feature of granite and its "enclave" diorite in Wusunshan area

解理, 含量为 25%~30%; 黑云母呈半自形鳞片状, 含量较少, 约 5%; 石英呈他形粒状、填隙状, 粒径较小, 含量小于 5%。副矿物主要有锆石、磷灰石等(图 2d)。

2 分析方法

主、微量和稀土元素测试单位为中国地质调查局西安地质调查中心实验测试中心。主量元素分析方法为 X 荧光光谱分析(XRF), 使用的仪器是荷兰帕纳科公司 Axios 4.0 kw 波长色散 X 射线荧光光谱仪, 精密密度: $RSD \leq 0.134$, 稳定性: $RMS\ Rel\ (\%) \leq 0.050$ 。稀土微量元素分析采用 Thermo Fisher 公司产 X-SeriesII 型电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)测定, 检测限优于 5×10^{-9} , 相对标准偏差优于 5%。锆石样品分选及制靶在西安瑞石地质科技公司完成。首先, 筛选表面光洁无裂隙的锆石, 在透射光下剔除有包体的锆石, 然后, 将锆石制靶, 进行透反射光照相和阴极发光显微照相工作。LA-ICP-MS 原位 U-Pb 分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室进行, 锆石定年所用 ICP-MS 为 Agilent 7500a, 激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司 Geolas200M, 该系统由德国 Lambda Physik 公司的 ComPex102 Excime 激光器(物质 ArF, 波长为 193 nm)与 MicroLas 公司的光学系统组成, 激光剥蚀直径为 32 μm , 剥蚀深度为 20~40 μm ; 实验载气为 He, 用

美国国家标准技术研究所研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST SRM610 进行仪器最佳化。采样方式为单点剥蚀, 每完成 10 个待测样品测定, 插入标样一次; 锆石年龄采用标准锆石 GJ-1 为外部标准物质, 元素含量采用 NIST SRM610 作为外标, 同时选择 ^{29}Si 作为内标消除激光能量在点分析过程中以及分析点之间的漂移。文中年龄计算及谐和图成图采用 IsoPlot3(2006)完成。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 定年结果

笔者对乌孙山察布查尔林场岩体中的花岗岩(13XY-34)开展定年工作。花岗岩的锆石呈柱状, 长宽比约为 2:1, 阴极发光图像显示, 其内部具很好的岩浆震荡环带结构(图 3), $Th/U > 0.6$, 显示了岩浆成因锆石特征。花岗岩 30 粒锆石开展了定年分析(表 1), 其中 2、16~20 和 25 号锆石在测试过程中打穿, 数据不能使用, 剩下的 23 个测点分布集中且谐和性较好, 其中的 21 个测点 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄集中于谐和线附近(图 4), 获得它们的加权平均年龄为 $(361.7 \pm 1.8) Ma$ ($MSWD=3.2$) (图 4), 代表了花岗岩的结晶年龄。1 号和 4 号测点 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄分别为 $(429 \pm 6) Ma$ 和 $(476 \pm 8) Ma$ (表 1), 可能为捕获的锆石。花岗岩定年结果显示, 其形成于晚泥盆世末期。

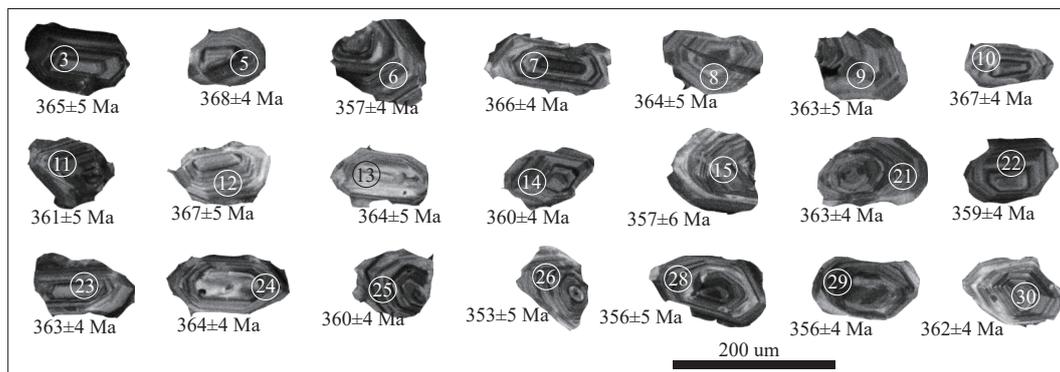


图3 花岗岩(13XY-34)锆石 CL 图像及年龄

Fig. 3 Zircon CL images and ages of granite (13XY-34)

表 1 乌孙山地区花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

Tab. 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb date of the granite in Wusunshan area

样品号	含量 (10 ⁻⁶)		同位素比值				同位素比值				年龄 (Ma)								
	Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ	²³² Th/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	
13XY-34																			
1	17	198	0.0766	0.0006	0.5975	0.0376	0.0565	0.0036	0.0224	0.0012	0.7349	0.0022	476	4	476	30	474	142	
3	10	165	0.0582	0.0004	0.4400	0.0279	0.0548	0.0035	0.0125	0.0006	0.6879	0.0022	365	2	370	23	404	142	
4	18	241	0.0688	0.0005	0.5290	0.0218	0.0558	0.0024	0.0151	0.0006	0.7741	0.0010	429	3	431	18	445	95	
5	14	227	0.0587	0.0004	0.4420	0.0176	0.0546	0.0021	0.0121	0.0005	0.6571	0.0007	368	2	372	15	397	88	
6	15	264	0.0570	0.0003	0.4265	0.0160	0.0543	0.0020	0.0108	0.0005	0.6880	0.0010	357	2	361	13	383	83	
7	14	228	0.0584	0.0004	0.4401	0.0195	0.0546	0.0024	0.0121	0.0006	0.6391	0.0012	366	2	370	16	397	98	
8	21	347	0.0581	0.0004	0.4353	0.0147	0.0543	0.0018	0.0111	0.0006	0.8042	0.0009	364	2	367	12	384	74	
9	20	327	0.0579	0.0004	0.4373	0.0160	0.0548	0.0020	0.0104	0.0005	0.7997	0.0095	363	2	368	13	403	81	
10	18	289	0.0586	0.0003	0.4391	0.0168	0.0544	0.0020	0.0120	0.0006	0.7757	0.0006	367	2	370	14	386	84	
11	14	244	0.0576	0.0004	0.4323	0.0281	0.0545	0.0035	0.0117	0.0005	0.6680	0.0027	361	3	365	24	390	144	
12	11	178	0.0586	0.0004	0.4358	0.0288	0.0539	0.0035	0.0116	0.0005	0.7017	0.0013	367	2	367	24	367	147	
13	18	292	0.0580	0.0004	0.4323	0.0217	0.0540	0.0027	0.0130	0.0005	0.7243	0.0012	364	2	365	18	372	113	
14	19	326	0.0574	0.0003	0.4322	0.0190	0.0546	0.0024	0.0098	0.0004	0.8631	0.0009	360	2	365	16	398	98	
15	8	138	0.0569	0.0005	0.4284	0.0480	0.0546	0.0061	0.0165	0.0010	0.5464	0.0010	357	3	362	41	395	250	
21	20	338	0.0579	0.0003	0.4364	0.0129	0.0546	0.0016	0.0138	0.0007	0.6215	0.0015	363	2	368	11	397	64	
22	22	369	0.0572	0.0003	0.4296	0.0184	0.0544	0.0023	0.0120	0.0007	0.7433	0.0029	359	2	363	16	390	95	
23	26	423	0.0579	0.0003	0.4368	0.0136	0.0547	0.0017	0.0131	0.0008	0.6679	0.0024	363	2	368	11	400	69	
24	19	322	0.0580	0.0003	0.4351	0.0163	0.0544	0.0020	0.0124	0.0009	0.6336	0.0010	364	2	367	14	388	82	
26	22	353	0.0575	0.0003	0.4293	0.0158	0.0542	0.0020	0.0125	0.0007	0.7908	0.0013	360	2	363	13	379	81	
27	20	344	0.0563	0.0004	0.4205	0.0354	0.0541	0.0046	0.0125	0.0007	0.7217	0.0038	353	2	356	30	377	189	
28	20	339	0.0568	0.0004	0.4230	0.0239	0.0540	0.0029	0.0121	0.0007	0.7839	0.0016	356	2	358	20	370	123	
29	21	349	0.0567	0.0003	0.4238	0.0142	0.0542	0.0018	0.0141	0.0009	0.6705	0.0013	356	2	359	12	379	74	
30	29	468	0.0578	0.0003	0.4356	0.0141	0.0547	0.0017	0.0130	0.0009	0.7430	0.0009	362	2	367	12	399	71	

3.2 地球化学特征

主量、微量和稀土元素分析结果见表 2。由表 2

可知, 二长花岗岩具较高的 SiO₂ 含量且变化范围较小 (70.22%~72.00%), 相对低的 FeO^T(1.99%~2.91%)、

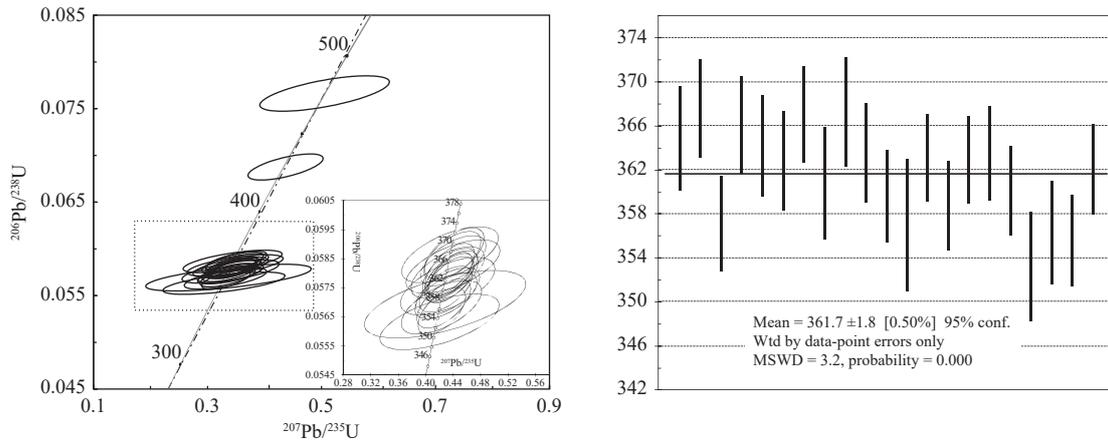


图4 花岗岩(13XY-34)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 4 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagram for the granite (13XY-34)

TiO₂(0.25%~0.35%)、MgO(0.67%~1.00%)含量,全碱含量较高,钾钠含量相近,具有轻微的富钾特征(K₂O/Na₂O=1.04~1.19),低Mg[#](37.50~41.22),SiO₂与P₂O₅具有较明显的负相关关系,显示出I型花岗岩特征。样品的A/CNK=0.98~1.04,σ=1.93~2.07。在TAS图解、SiO₂-K₂O图解和A/NK-A/CNK图解中(图5),二长花岗岩属于准铝质-弱过铝质高钾亚碱性系列,处于I型花岗岩一侧(图5c)。相对于花岗岩,“包体”闪长岩SiO₂含量较低且变化范围较小(51.84%~52.61%),具有较高的FeO^T(7.99%~8.39%)、TiO₂(0.79%~

0.87%)、MgO(5.36%~6.04%)、Al₂O₃(16.50%~16.83%)和CaO(7.48%~8.30%)含量,全碱含量较花岗岩低,富钠(K₂O/Na₂O=0.50~0.78),Mg[#]较高(53.49~56.81)。闪长岩的A/CNK为0.73~0.80,σ=1.89~3.07,在TAS图解和SiO₂-K₂O图解中(图5),闪长岩属于准铝质高钾亚碱性系列(图5)。此外,在SiO₂-FeO^T、P₂O₅、CaO的哈克图解中(图略),二长花岗岩显示出明显的负相关线性关系,主要元素的CIPW标准矿物计算可知(表2),二长花岗岩部分样品中含有少量的刚玉标准矿物(C=0.13~0.68),显示出一定的壳源特征。闪长

表2 乌孙山地区花岗岩和闪长岩主量元素(%)、稀土元素和微量元素(10⁻⁶)分析结果

Tab. 2 Major and trace element analyses of the granites and diorite from the Wusunshan area

样品	二长花岗岩: 13XY-34					闪长岩: 13XY-35					
	1h	2h	3h	4h	5h	1h	2h	3h	4h	5h	6h
SiO ₂	71.18	70.22	70.78	72.00	71.35	52.07	52.61	52.24	52.54	51.84	52.32
Al ₂ O ₃	14.04	14.40	14.18	14.29	14.22	16.50	16.78	16.70	16.83	16.68	16.86
Fe ₂ O ₃	0.60	0.88	0.62	0.20	0.88	2.46	2.37	2.30	1.91	1.83	2.27
FeO	1.90	2.12	2.01	1.81	1.65	5.78	6.26	6.40	6.71	6.66	6.36
FeO ^T	2.44	2.91	2.57	1.99	2.44	7.99	8.39	8.47	8.43	8.31	8.40
CaO	1.84	2.64	2.16	1.86	2.50	8.23	8.30	8.01	8.26	7.48	8.27
MgO	0.96	1.00	0.88	0.67	0.83	5.90	5.79	6.00	6.04	5.36	6.04
K ₂ O	3.90	3.94	3.86	4.33	3.90	1.86	1.96	1.86	1.68	1.72	1.71
Na ₂ O	3.63	3.43	3.72	3.63	3.50	3.42	2.50	2.80	2.57	3.46	2.68
TiO ₂	0.31	0.35	0.31	0.25	0.29	0.82	0.82	0.82	0.79	0.87	0.80
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.07	0.05	0.07	0.18	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15
MnO	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.17	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15
LOI	1.51	0.88	1.35	0.87	0.76	2.58	2.28	2.51	2.36	3.75	2.35
Total	99.98	100.00	99.99	100.00	99.99	99.97	99.97	99.95	99.99	99.96	99.96
A/CNK	1.04	0.98	1.00	1.02	0.98	0.73	0.79	0.79	0.80	0.79	0.79
K ₂ O/Na ₂ O	1.07	1.15	1.04	1.19	1.11	0.54	0.78	0.66	0.65	0.50	0.64
Mg [#]	41.22	37.96	37.91	37.50	37.72	56.81	55.14	55.80	56.08	53.49	56.16

续表 2

样品	二长花岗岩: 13XY-34					闪长岩: 13XY-35					
	1h	2h	3h	4h	5h	1h	2h	3h	4h	5h	6h
σ	2.01	2.00	2.07	2.18	1.93	3.07	2.07	2.35	1.89	3.04	2.07
C	0.68		0.13	0.37							
Cu	6.99	4.57	6.09	4.27	4.20	25.50	76.00	72.00	75.30	88.00	69.40
Pb	4.42	5.72	5.29	6.60	7.15	13.00	6.12	6.52	15.20	44.00	15.30
Zn	18.20	17.70	18.40	13.90	14.60	80.10	64.80	66.00	75.30	92.50	71.60
Cr	5.44	4.27	14.80	4.52	3.47	137.00	103.00	104.00	109.00	94.00	109.00
Ni	1.86	2.15	6.75	1.62	1.21	33.10	24.70	24.40	27.20	20.20	26.00
Co	6.03	6.29	5.52	4.12	4.94	29.00	31.80	33.60	33.10	31.40	32.40
Li	1.99	1.81	0.92	1.00	1.19	6.66	6.38	9.24	9.05	11.70	9.10
Rb	113.00	129.00	102.00	119.00	118.00	65.30	61.10	64.80	56.50	56.40	56.90
Cs	1.30	1.56	1.39	1.14	1.43	0.79	2.04	1.56	1.00	0.92	0.92
Mo	0.46	0.22	0.56	0.21	0.22	0.41	0.28	0.21	0.13	0.36	0.21
Sr	204.00	246.00	241.00	204.00	230.00	492.00	413.00	465.00	417.00	382.00	413.00
Ba	711.00	626.00	708.00	500.00	668.00	275.00	355.00	356.00	327.00	326.00	316.00
V	49.00	57.80	47.30	32.40	45.20	266.00	285.00	290.00	284.00	306.00	286.00
Sc	6.92	8.19	7.01	4.82	6.70	28.10	33.30	30.40	29.20	33.30	33.90
Nb	5.79	6.51	6.04	4.97	6.15	3.35	3.34	1.52	1.51	2.27	1.45
Ta	0.61	0.62	0.59	0.73	0.73	0.40	0.35	0.20	0.18	0.26	0.17
Zr	144.00	165.00	144.00	114.00	159.00	45.90	42.70	41.20	43.00	49.00	35.90
Hf	3.22	3.87	3.19	2.78	3.69	1.30	1.35	0.98	0.93	1.36	0.82
Ga	13.00	14.40	13.40	13.10	13.60	16.00	16.40	15.80	15.80	17.00	15.70
U	1.82	1.64	1.46	1.69	1.69	0.88	0.76	0.51	0.43	0.52	0.38
Th	11.00	9.39	10.10	10.80	10.70	4.10	4.31	1.91	1.56	1.75	1.34
Y	13.90	15.80	14.40	12.20	14.60	12.50	17.00	11.40	11.20	13.90	11.00
Ti	1 858.14	2 097.90	1 858.14	1 498.50	1 738.26	4 915.08	4 915.08	4 915.08	4 735.26	5 214.78	4 795.20
K	32 375.07	32 707.12	32 043.02	35 944.63	32 375.07	15 440.42	16 270.55	15 440.42	13 946.18	14 278.24	14 195.22
P	305.20	392.40	305.20	218.00	305.20	784.80	654.00	654.00	654.00	697.60	654.00
La	17.50	16.70	15.20	17.70	18.70	9.77	9.45	5.10	5.17	7.79	4.94
Ce	34.20	32.50	31.50	31.50	36.50	20.50	22.10	11.30	11.90	17.50	11.30
Pr	3.88	3.64	3.52	3.37	3.90	2.34	2.83	1.59	1.60	2.28	1.54
Nd	12.60	12.50	12.10	10.10	12.90	8.83	10.80	6.82	6.97	9.11	6.43
Sm	2.75	2.56	2.40	2.16	2.58	2.15	2.89	1.87	1.91	2.24	1.81
Eu	0.69	0.63	0.67	0.56	0.63	0.84	0.86	0.78	0.76	0.95	0.75
Gd	2.50	2.67	2.48	1.98	2.42	2.28	2.96	2.08	2.07	2.46	2.12
Tb	0.41	0.45	0.41	0.31	0.41	0.40	0.48	0.34	0.35	0.42	0.36
Dy	2.54	2.72	2.46	1.96	2.59	2.31	3.03	2.14	2.09	2.52	2.06
Ho	0.56	0.59	0.53	0.44	0.54	0.47	0.65	0.44	0.44	0.52	0.44
Er	1.62	1.74	1.54	1.31	1.58	1.35	1.88	1.26	1.20	1.51	1.25
Tm	0.26	0.27	0.25	0.21	0.25	0.20	0.29	0.18	0.18	0.23	0.18
Yb	1.67	1.81	1.65	1.45	1.69	1.32	1.82	1.17	1.20	1.42	1.12
Lu	0.26	0.29	0.26	0.23	0.27	0.21	0.28	0.18	0.18	0.22	0.17
ΣREE	81.44	79.07	74.97	73.28	84.96	52.97	60.32	35.25	36.02	49.17	34.47
(La/Yb) _N	7.52	6.62	6.61	8.76	7.94	5.31	3.72	3.13	3.09	3.94	3.16
(La/Sm) _N	4.11	4.21	4.09	5.29	4.68	2.93	2.11	1.76	1.75	2.25	1.76
(Gd/Yb) _N	1.24	1.22	1.24	1.13	1.18	1.43	1.35	1.47	1.43	1.43	1.57
Sr/Y	14.68	15.57	16.74	16.72	15.75	39.36	24.29	40.79	37.23	27.48	37.55
δEu	0.80	0.74	0.84	0.83	0.77	1.16	0.90	1.21	1.17	1.24	1.17

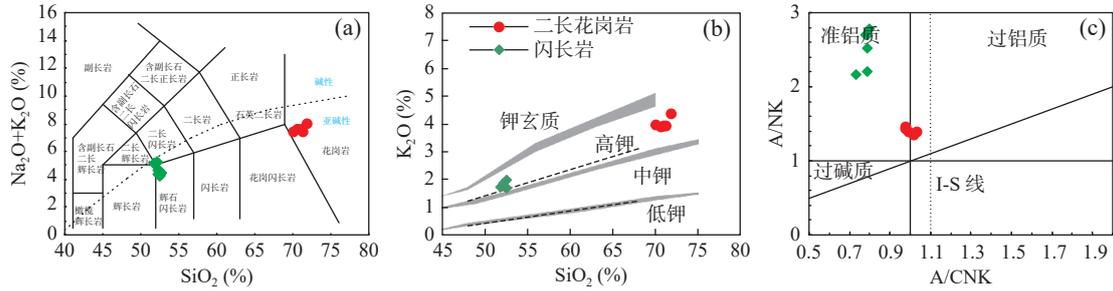


图5 乌孙山地区花岗岩和闪长岩 TAS 图解(a), K_2O-SiO_2 (b) 和 $A/NK-A/CNK$ (c) 图解(引自 Bao et al., 2018)

Fig. 5 (a) The TAS, (b) K_2O-SiO_2 and (c) $A/NK-A/CNK$ diagram of granite and diorite in Wusunshan area

岩与二长花岗岩具有明显不同的演化趋势, SiO_2 与氧化物之间没有明显的相关关系, 表明闪长岩没经过明显的分离结晶作用。根据上述二长花岗岩与闪长岩的主量元素地球化学特征认为酸性岩浆和中性岩浆可能形成于不同源区。

二长花岗岩的稀土元素总量相对较低($\sum REE=73.28 \times 10^{-6} \sim 84.96 \times 10^{-6}$), 较上地壳的值略低, 轻重稀土分馏明显($(La/Yb)_N$ 为 6.61~8.76)。在 REE 球粒陨石标准化模式图中呈较强的右倾模式(图 6a), 具有负铕异常($\delta Eu=0.74 \sim 0.84$), 表明岩浆可能经历了斜长石的分离结晶作用。岩石相对富集 Rb、Th、U、K 和 Pb 等大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta、La、Ce、P、Ti 等元素(图 6b)。二长花岗岩稀土和微量元素的分布模式与区域上近同时代的中酸性火山岩和二长花岗岩(茹艳娇等, 2012; 孙吉明等, 2014; Bao et al., 2018) 的分布模式近一致, 同时与上地壳的分布模式一致(图 6a、图 6b), 显示了壳源的特征。相对于二长花岗岩, 闪长岩的稀土元素总量较低($\sum REE=34.47 \times 10^{-6} \sim 60.32 \times 10^{-6}$), 接近下地壳的含量, 轻重稀土分馏较为明

显, $(La/Yb)_N$ 值为 3.09~5.31, 具有轻微的正 Eu 异常($\delta Eu=0.90 \sim 1.24$), 显示了闪长岩的源区相对富集斜长石, 总体分布模式与下地壳具有相同的分布模式(图 6a)。微量元素蛛网图中(图 6b)呈现出较强的 Nb、Ta、La、Ce 亏损和 Zr、Hf 轻微亏损特征, 较明显的 K 的富集特征, 显示出基性岩浆演化过程中有壳源物质的参与。

综上所述, 上述两种岩性的稀土和微量元素特征显示了一定差异性与相似性。二长花岗岩亏损 P、Ti 元素, 富集 Zr、Hf 元素, 轻重稀土分馏明显, δEu 负异常; 而闪长岩的 P 和 Ti 没有显示明显的亏损和较弱的 Zr、Hf 亏损特征, δEu 正异常, 表明了二者的岩浆源区的差异性。但是, 二者均有轻重稀土分馏明显和亏损 Nb、Ta、La、Ce 特征。

4 讨论

4.1 岩体的形成时代

笔者选察布查尔林场内的花岗岩株开展了锆石

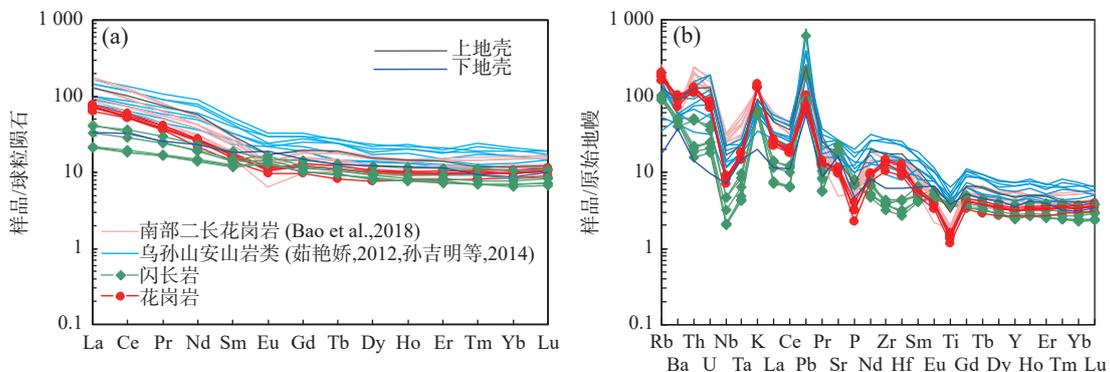


图6 乌孙山地区花岗岩、闪长岩及中酸性火山岩稀土元素球粒陨石标准分配曲线和微量元素原始地幔标准化蛛网图(标准化值、N-MORB 数据引自 Sun et al., 1989; 上地壳、下地壳数据引自 Rudnick et al., 2003)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized spidergrams of granites and diorite from the Wusunshan area

U-Pb 法定年, 花岗岩的锆石呈柱状较发育的长柱状, 其内部具很好的岩浆震荡环带结构, $\text{Th}/\text{U} > 0.6$, 显示了岩浆成因锆石特征。定年结果显示花岗岩成岩年龄为 $(361.7 \pm 1.8) \text{Ma}$, 属于晚泥盆世末期岩浆活动。研究区内岩体分布较少, 大部分侵入岩以小岩株或岩枝形态分布。相对于西天山北部(博罗科努)和南部(那拉提)地区的侵入岩研究较少, 详细的年代学研究资料集中在火山岩部分, 前人通过早石炭世火山岩中的英安岩、安山岩和凝灰岩的定年显示时代集中在 $353 \sim 363 \text{Ma}$ 之间(朱永峰等, 2006; 茹艳娇等, 2012)。因此, 研究区的二长花岗岩及其“包体”闪长岩应与区域上的火山岩形成于同一期岩浆作用。

西天山地区的侵入体类型多, 成因和时代复杂, Huang 等(2020)对构造带内岩浆侵入体形成时代进行了详细的总结研究, 为笔者对这些构造带中生代的各类岩浆侵入体的深入研究提供了可供利用的丰富资料。笔者依托“天山关键地区区域地质调查”项目下设专题“西天山古生代花岗岩浆作用及对洋陆转化的制约”的研究成果, 结合前人的研究资料认为, 整个西天山地区不同构造带古生代时期花岗岩类岩浆活动的规模、强度及类型明显表现为 3 个较强的活动期次 ($515 \sim 390 \text{Ma}$ 、 $380 \sim 280 \text{Ma}$ 和 $270 \sim 210 \text{Ma}$)。其中, $515 \sim 390 \text{Ma}$ 的花岗岩类岩浆活动在 $460 \sim 420 \text{Ma}$ 期间较强(峰期为 425Ma); $380 \sim 280 \text{Ma}$ 期间出现 $370 \sim 340 \text{Ma}$ (峰期 350Ma) 和 $330 \sim 280 \text{Ma}$ (峰期 305Ma) 两个活动主峰期; $270 \sim 210 \text{Ma}$ 的岩浆活动主要发生在 $270 \sim 260 \text{Ma}$ 期间(峰期 265Ma), 250Ma 左右出现一小峰期后, 岩浆活动明显减弱并断续持续到 210Ma 基本消失。结合前人的资料证明研究区内的大量侵入岩和火山岩($\sim 360 \text{Ma}$), 代表 $370 \sim 340 \text{Ma}$ 高峰期内的岩浆活动事件。

4.2 岩石成因

研究对象的二长花岗岩中发育大量的暗色闪长质“包体”, 呈椭圆状和不规则形态分布, 大多数具有截然的边界(图 2e、图 2f), 宏观地质特征显示岩浆形成演化过程曾发生不同端元岩浆的混合(李昌年, 2002; 齐有强等, 2008)。相比于寄主花岗岩, 暗色闪长质包体的矿物粒度明显小于寄主花岗岩(图 2a、图 2b、图 2c)。同时, 包体中出现长针状磷灰石矿物(图 2d), 这种长针状磷灰石的出现代表了较高温的基性岩浆遇到相对低温的酸性岩浆快速冷凝结晶的产物, 是两种物理化学性质截然不同的岩浆发生混合作用的重要证据(Wyllie et al., 1962; 马昌前等, 1992)。此外, 暗色包体中还出现不同成分的斜长石的嵌晶结构、斜长石包裹暗色矿物(角闪石)晶体的结构和长石周边的熔蚀结构, 包体中的暗色矿物还出现包裹斜长石的结构特征, 这些被晚期暗色矿物包裹的长石晶体是酸性岩浆早期结晶的产物(图 2a、图 2b), 之所以出现这些不平衡的矿物包裹关系, 显然是长英质熔体结晶过程中外来基性熔体贯入造成局部长英质熔体剧减, 之后二端元岩浆熔体再度平衡围绕早期结晶的晶体生长而形成。这些岩浆混合结构的大量出现, 充分证明不同阶段矿物形成过程岩浆成分和结晶条件曾发生明显的改变, 代表了两种性质截然不同岩浆混合作用的发生。

研究对象中的二长花岗岩稀土与微量元素蛛网图中与高分异花岗岩或 A 型花岗岩具有明显的不同, 在 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ 图解中(图 7a)属于未分异的花岗岩类型, 排除了高分异花岗岩的可能性。二长花岗岩具有高硅、准铝-弱过铝、富碱的特点, 铝饱和指数 A/CNK 均小于 1.1, SiO_2 与 P_2O_5 含量呈负相关, 显示了 I 型花岗岩的特征, 在 $A/\text{NK} - A/\text{CNK}$ 图解

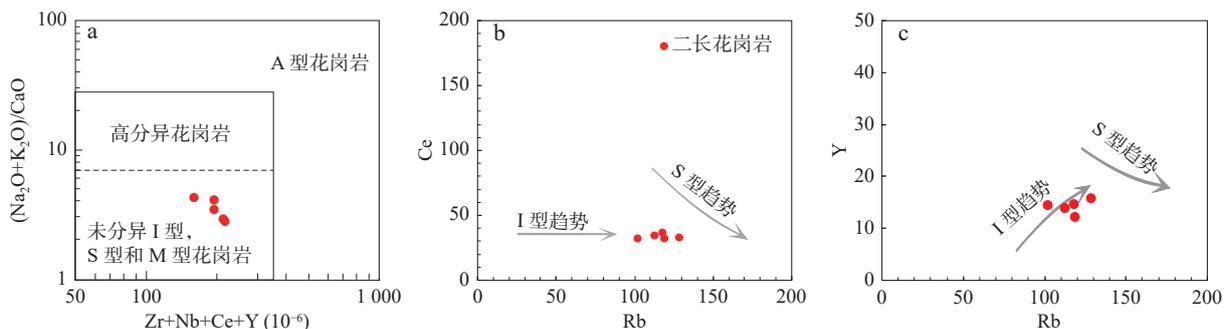


图7 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ 图解(Whalen et al., 1987)及 Rb-Ce 和 Rb-Y 图解(Wang et al., 2012)

Fig. 7 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ diagrams and Rb-Ce, Rb-Y diagrams

上岩石亦多落入 I 型花岗岩一侧。同时,在微量元素图解中(Rb-Ce、Rb-Y)二长花岗岩均具有较明显的 I 型花岗岩趋势(图 7b、图 7c)。上述地球化学特征显示出二长花岗岩为未分异的 I 型花岗岩。但是,二长花岗岩的稀土、微量元素蛛网图分布模式与上地壳的模式具有高度的一致性;Zr、Hf 正异常, Zr/Hf=42~44, 接近上地壳的值,部分样品中含有少量的刚玉标准矿物,显示出一定的壳源花岗岩的特征。 $Mg^\#$ 较低为 37.50~41.22, 低的 Cr、Ni、Co 含量,也与地壳部分熔融形成的岩浆($Mg^\# < 47$)类似。根据二长花岗岩的地球化学特征,笔者认为其成因可能为地壳部分熔融形成花岗质岩浆,其 I 型特征应与基性岩浆混合作用的结果。

闪长岩 SiO_2 含量较低,具高的 FeO^T 、 TiO_2 、MgO 和 CaO 含量, $Mg^\#$ 较高(53.49~56.81), 较高的 Cr($94 \times 10^{-6} \sim 137 \times 10^{-6}$)、Ni($20.2 \times 10^{-6} \sim 33.1 \times 10^{-6}$)明显与基性下地壳部分熔融不同,具有较明显的幔源岩浆特征。实验岩石学研究表明,当 $CaO/Na_2O < 0.5$ 时暗示源区为泥质岩,当 CaO/Na_2O 值介于 0.3~1.5 时中酸性的花岗质岩石则源于变杂砂岩或火成岩,而且角闪岩部分熔融而成的偏中性熔体(花岗闪长岩、闪长岩等)会具有略高的 CaO/Na_2O 值(Jung et al., 2007), 尤其对于角闪石来说,强烈富集 MREE, 其中的 Yb 具有比 Y 更高的分配系数,角闪石的分离结晶就会导致熔体中 Y/Yb 的升高。研究区闪长岩的 Y/Yb 基本无变化(9.33~9.82), 因此排除了角闪石发生分离结晶的可能; CaO/Na_2O 值较高,介于 2.16~3.32(平均值为 2.84), $Ho_N > Yb_N$, 表明闪长岩岩浆源区角闪石含量较高并且岩浆源区的角闪石已发生分解无残留(李承东等, 2004)。上述的地球化学特征说明部分熔融的压力较大,应大于 1.5 Gpa(张旗等, 2006), 形成深度可能达到 60~70 km(吴福元等, 2007)。

值得注意的是,暗色细粒闪长岩“包体”,都具有低的 Y 含量为 $11.00 \times 10^{-6} \sim 17.00 \times 10^{-6}$, 平均为 12.83×10^{-6} 及 Yb 含量为 $1.12 \times 10^{-6} \sim 1.82 \times 10^{-6}$, 平均为 1.34×10^{-6} , 同时它们具有高 Sr 含量为 $382.00 \times 10^{-6} \sim 492.00 \times 10^{-6}$, 平均为 430.33×10^{-6} 、高的 Sr/Y 值和高 $Al_2O_3 (> 16\%)$ 含量,具有明显的 Nb、Ta、Ti 的负异常和 Eu 负异常特征,显示出“埃达克质”岩浆的特征。目前研究显示“埃达克质”岩浆的成因类型可划分为 4 类:①下地壳部分熔融的埃达克质岩。②拆沉下地壳部分熔融形成的埃达克质岩。③基性岩浆高压分异的埃达

克质岩。④混合成因的埃达克质岩(许继峰等, 2014)。通过前述闪长质“包体”的地球化学特征论述显示其形成深度和压力较高及高 MgO 含量(5.36%~6.34%, 平均 5.86%)和 $Mg^\#$ 特征说明岩浆不可能为下地壳基性物质直接部分熔融的产物,可能为基性岩浆与酸性岩浆混合作用的产物或拆沉的下地壳基性物质与地幔物质反映的结果。结合前述二长花岗岩地球化学特征及岩浆混合作用的存在,笔者认为该闪长岩可能为来自幔源的基性岩浆与壳源的酸性岩浆通过混合作用形成,调查区内有大量的大哈拉君山组的玄武岩,其就位年代和位置与研究对象相似,有可能是岩浆混合过程中的混合成分之一。

4.3 构造环境和构造意义

4.3.1 构造环境

研究区内二长花岗岩和“包体”闪长岩二者在稀土和微量元素蛛网图中具有不同的趋势,但也具有相似的特征,均显示出富集大离子亲石元素,明显的 Nb、Ta、La、Ce 负异常,此外,二长花岗岩具有明显的 P、Ti 的负异常,闪长岩则具有弱的 P、Ti 负异常,显示出俯冲背景下岩浆弧侵入岩的特征。两类岩石属于亚碱性系列,稀土配分曲线右倾,轻重稀土分异明显,重稀土总量较低,具备大陆弧岩浆岩的特征。这些特征与多个地球化学构造判别图解显示的结果相一致(图 8)。在 Nb/Yb-Th/Yb 图解中,二长花岗岩落入大陆弧花岗岩上方,“包体”闪长岩落入大洋弧与大陆弧重合区域偏向大陆弧方向(图 8a)。在 Y+Nb-Rb 和 Y-Nb 判别图解中二者均位于火山弧花岗岩(VAG)范围内(图 8b、图 8c)。因此研究区二长花岗岩和“包体”应形成于俯冲背景下的大陆弧环境,应该与南天山洋的俯冲作用相关。

4.3.2 构造意义

西天山地区由北到南依次分为北天山、中天山-伊犁地块以及南天山构造带 3 个构造单元,其增生造山演化过程与早古生代帖尔斯克依古洋、早古生代晚期-晚古生代南天山洋和晚古生代北天山洋 3 个代表性洋盆的演化密切相关(高俊等, 2009)。伊犁地块是哈萨克斯坦复合大陆在中央造山带西部的东南延伸,在古生代北天山洋和/或南天山洋的俯冲作用使其主要表现一个汇聚的过程(Wilhem et al., 2012; Xiao et al., 2013; Zhong et al., 2017)。其中伊犁南缘存在一条高压变质带(Gao et al., 2003; Zhang et al., 2013), Gao 等(2003)在西南天山榴辉岩中获得

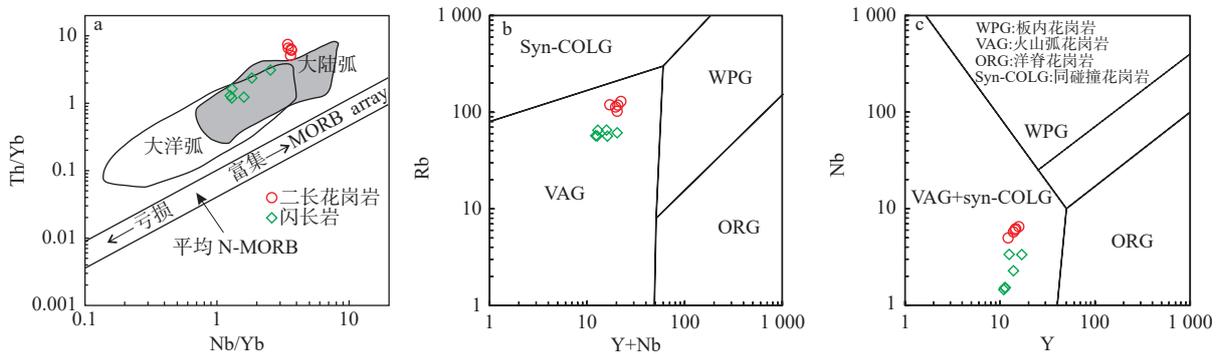


图8 二长花岗岩和闪长岩构造环境判别图解(a底图据 Pearce et al., 1995); (b、c底图据 Pearce et al., 1984)

Fig. 8 Tectonic discrimination diagrams for the monzogranite and diorite

343~346 Ma的Sm-Nd等时线年龄,在含绿辉石多硅白云母蓝片岩的多硅白云母中得到331 Ma的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄,认为高压变质岩石是南天山洋344 Ma之前俯冲过程所形成,之后在331 Ma前伊犁-中天山板块和塔里木板块发生碰撞剥蚀抬升到地壳浅部;同时,在南天山各处也相继发现了晚泥盆世早石炭世的放射虫化石(Liu, 2001; Li et al., 2005; 舒良树等, 2007)。Zhang等(2007)和Su等(2010)在西南天山榴辉岩变质锆石边的SIMS锆石U-Pb定年得到318~320 Ma的年龄,认为代表了高压-超高压峰期变质年龄。该高压变质带的空间分布与石炭系北向俯冲体系相吻合。据此,笔者推断,南天山洋的俯冲作用可能是一个重要的构造作用过程,在伊犁地块南缘形成了大量具有弧状特征的岩浆岩(Bao et al., 2018)。因此,南天山洋向北俯冲可能是产生伊犁地块南缘广泛的I型花岗岩和弧状火山岩侵位的主要构造机制(Bao et al., 2018)。乌孙山地区位于伊犁地块南缘以北约为100 km,也具有大量的火成岩,不太可能与伊犁地块南缘构成同一岩浆弧结构。这种两条独立岩浆带的分布模式在环太平洋造山带弧-弧后体系中是普遍存在的,因为弧后是地幔上涌的伸展区,引起地幔的部分熔融形成火山活动,地壳产生强烈的长英质岩浆活动,如北美科迪勒拉弧后地区(Hyndman et al., 2005; Bao et al., 2018)。特别是对于弧后区域,由于俯冲板块上方的含水地幔楔体的浅层对流引起高热流,使得上覆板块岩石圈减弱,并随着压应力的增大而成为缩短的焦点(Hyndman et al., 2005)。因此,具有强烈石炭系岩浆活动和新生代强变形特征的乌孙山可以合理地解释为弧后造山作用,与伊犁地块南部的南天山洋俯冲或汇聚造山作用相对应(Bao et al., 2018)。

由于俯冲过程的开始,被动边缘转变为会聚板块边界(Gerya, 2011)。这种剧烈的构造移动,伴随着洋壳俯冲和温压条件的改变,将导致俯冲洋壳的脱水和上覆大陆板块的伸展,从而引起交代地幔楔部分熔融的弧岩浆活动和地幔减压熔融上涌的弧后岩浆活动,以及由此产生的高地温梯度下的地壳熔融(Gerya et al., 2008)。伊犁地块南缘和乌孙山的晚泥盆世—早石炭世(~360 Ma)爆发的岩浆事件很可能是响应南天山洋向北俯冲的构造岩浆事件。

笔者对乌孙山察布查尔林场地区花岗岩的LA-ICP-MS锆石U-Pb同位素测年结果表明,其形成年龄为(361.7±1.8)Ma,且该岩体中细粒闪长岩具有高Sr、低Yb及Y、高 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值等,类似于“埃达克质”岩浆的地球化学特征,二长花岗岩和闪长岩地球化学特征均显示出明显的岛弧花岗岩特征。因此,对于乌孙山察布查尔林场花岗岩体以及南天山地区构造-岩浆演化序列而言,笔者推测,在~360 Ma,由于南天山洋持续俯冲作用,随着温压条件的改变,在俯冲板片脱水交代上覆地幔作用下,上覆地幔发生部分熔融产生了高Sr、低Yb及Y和MgO含量较高的基性岩浆(大哈拉军山组火山岩),基性岩浆在上涌过程中为地壳提供热源,在温度变化的情况下导致地壳产生部分熔融形成了酸性岩浆。两种同期但不同源的岩浆发生混合作用,并最终在乌孙山构造带中侵位-固结形成(图9)。上述构造作用产生大量的同时期晚泥盆世—早石炭世中基性岩浆上涌,引起地壳减薄,产生一定的伸展作用(弧后伸展)。同时,在伊犁地块内乌孙山地区出现有早石炭世碳酸盐沉积,并见有大量的腕足类化石,显示出浅海相的沉积特征,也暗示了该地区可能存在伸展作用(弧后伸展)。

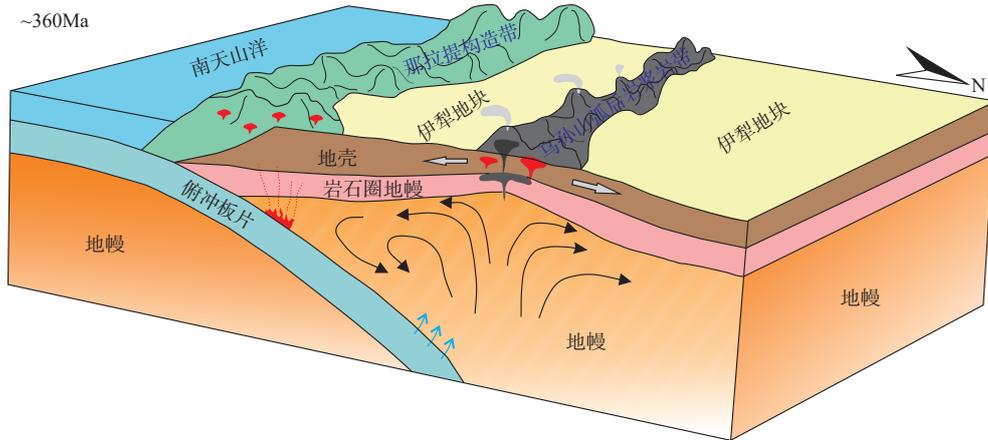


图9 伊犁地块南部晚泥盆世—早石炭世构造特征示意图

Fig. 9 Lastst Devonina-early Carboniferous Tectonic in the southern Yili Block

5 结论

(1) 西天山乌孙山察布查尔林场内的花岗岩形成时代(361.7 ± 1.8)Ma, 形成于晚泥盆世末期, 该形成年龄揭示了西天山地区晚泥盆世末期一期重要的岩浆活动。

(2) 岩石地球化学特征显示乌孙山地区二长花岗岩属于高钾钙碱性偏铝质-过铝质系列, 属于I型花岗岩, 为地壳部分熔融的产物。闪长岩高Sr、低Yb及Y特征与“埃达克质”岩浆地球化学特征相似, 其源岩应为俯冲板片上覆地幔部分熔融产物, 二者经历了一定程度的岩浆混合作用。

(3) 依据前人的研究资料, 结合本次研究成果认为, 在 ~ 360 Ma 由于南天山洋俯冲导致温压条件的改变, 俯冲板片脱水交代上覆地幔上涌并产生对流, 导致伊犁地块内部出现一定的伸展作用(弧后伸展作用)。

参考文献(References):

- 高俊, 钱青, 龙灵利, 等. 西天山的增生造山过程[J]. 地质通报, 2009, 28(12): 1804-1816.
- GAO Jun, QIAN Qing, LONG Lingli, et al. Accretionary orogenic process of Western Tianshan, China[J]. Geological Bulletin of China, 2009, 28(12): 1804-1816.
- 李永军, 李注苍, 佟丽莉, 等. 论天山古洋盆关闭的地质时限-来自伊宁地块石炭系的新证据[J]. 岩石学报, 2010, 25(6): 2905-2912.
- LI Yongjun, LI Zhucang, TONG Lili, et al. Revisit the constraints on the closure of the Tianshan ancient oceanic basin: New evidence from Yining block of the Carboniferous[J]. Acta Petrologica Sinica, 2010, 25(6): 2905-2912.
- 李承东, 张旗, 苗来成, 等. 冀北中生代高Sr低Y和低Sr低Y

型花岗岩: 地球化学、成因及其与成矿作用的关系[J]. 岩石学报, 2004, 20(2): 269-284.

LI Chengdong, ZHANG Qi, MIAO Laicheng, et al. Mesozoic high-Sr, low-Y and low-Sr, low-Y types granitoids in the northern Hebei province: Geochemistry and petrogenesis and its relation to mineralization of gold deposits[J]. Acta Petrologica Sinica, 2004, 20(2): 269-284.

李昌年. 岩浆混合作用及其研究评述[J]. 地质科技情报, 2002, 21(4): 49-54.

LI Changnian. Comment on the magma mixing and their research[J]. Geological Science and Technology Information, 2002, 21(4): 49-54.

刘新, 钱青, 苏文, 等. 西天山阿吾拉勒西段木汗巴斯陶侵入岩体的地球化学特征、时代及地质意义[J]. 岩石学报, 2012, 28(8): 2401-2413.

LIU Xin, QIAN Qing, SU Wen, et al. Pluton from Muhanbasitao in the western of Awulale, Western Tianshan: Geochemistry, geochronology and geological implications[J]. Acta Petrologica Sinica, 2012, 28(8): 2401-2413.

马昌前, 王人镜. 花岗质岩浆起源和多次岩浆混合的标志: 包体-以北京周口店岩体为例[J]. 地质论评, 1992, 38(2): 109-119.

MA Changqian, WANG Renjing. Enclaves as indicators of the origin of granitoid magma and repeater magma mingling: an example from the Zhoukoudian intrusion Beijing[J]. Geological Review, 1992, 38(2): 109-119.

齐有强, 胡瑞忠, 刘桑, 等. 岩浆混合作用研究综述[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2008, 27(4): 409-416.

QI Youqiang, HU Ruizhong, LIU Shen, et al. Review on Magma Mixing and Mingling[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2008, 27(4): 409-416.

茹艳娇. 西天山大哈拉军山组火山岩地层序列、岩石成因与构造环境[D]. 西安: 长安大学, 2012, 1-113.

RU Yanjiao. The Stratigraphic Sequence, Petrogenesis and Tectonic Setting of the Volcanic Rocks of the Dahalajunshan Formation, Western Tianshan Mountain, China[D]. Xi'an: Chang'an University, 2012, 1-113.

- 舒良树, 王博, 朱文斌. 南天山蛇绿混杂岩中放射虫化石的时代及其构造意义[J]. 地质学报, 2007, 81(9): 1161-1168.
- SHU Liangshu, WANG Bo, ZHU Wenbin. Age of Radiolarian Fossils from the Heiyingshan Ophiolitic Melange, Southern Tianshan Belt, NWChina, and its Tectonic Significance[J]. Acta Geologica Sinica, 2007, 81(9): 1161-1168.
- 孙吉明, 白建科, 马中平, 等. 西天山特克斯县北乌孙山大哈拉军山组火山岩地球化学特征及构造意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2014, 33(5): 799-810.
- SUN Jiming, BAI Jianke, MA Zhongping, et al. Geochemical characteristics and tectonic implications of Wusunshan volcanic rocks in northern Tekes County of West Tianshan Mountains[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2014, 33(5): 799-810.
- 唐功建, 陈海红, 王强, 等. 西天山达巴特 A 型花岗岩的形成时代与构造背景[J]. 岩石学报, 2008, 24(5): 947-958
- TANG Gongjian, CHEN Haihong, WANG Qiang, et al. Geochronological age and tectonic background of the Dabate A-type granite pluton in the west Tianshan[J]. Acta Petrologica Sinica, 2008, 24(5): 947-958.
- 童英, 王涛, 洪大卫, 等. 北疆及邻区石炭-二叠纪花岗岩时空分布特征及其构造意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2010, 29(6): 619-641.
- TONG Ying, WANG Tao, HONG Dawei, et al. Spatial and temporal distribution of the Carboniferous-Permian granitoids in northern Xinjiang and its adjacent areas, and its tectonic significance[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2010, 29(6): 619-641.
- 王博, 舒良树, Cluzel D, 等. 伊犁北部博罗科努岩体年代学和地球化学研究及其大地构造意义[J]. 岩石学报, 2007, 23(8): 1885-1900.
- WANG Bo, SHU Liangshu, Cluzel D, et al. Geochronological and geochemical studies on the Borohoro plutons, north of Yili, NW Tianshan and their Tectonic implication[J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(8): 1885-1900.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报, 2007, 23(6): 1217-1238.
- WU Fuyuan, LI Xianhua, YANG Jinhui, et al. Discussions on the petrogenesis of granites[J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(6): 1217-1238.
- 许继峰, 邬建斌, 王强, 等. 埃达克岩与埃达克质岩在中国的研究进展[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2014, 33(1): 6-13.
- XU Jifeng, WU Jianbin, WANG Qiang, et al. Research Advances of Adakites and Adakitic Rocks in China[J]. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, 2014, 33(1): 6-13.
- 张旗, 王焰, 李承东, 等. 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义[J]. 岩石学报, 2006, 22(9): 2249-2269.
- ZHANG Qi, WANG Yan, LI Chengdong, et al. Granite classification on the basis of Sr and Yb contents and its implications[J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(9): 2249-2269.
- 朱永峰, 周晶, 宋彪, 等. 新疆“大哈拉军山组”火山岩的形成时代问题及其解体方案[J]. 中国地质, 2006, 33(3): 487-497.
- ZHU Yongfeng, ZHOU Jing, SONG Biao, et al. Age of the "Dahalajunshan" Formation in Xinjiang and its disintegration[J]. Chinese Geology, 2006, 33(3): 487-497.
- Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments[J]. Lithos, 1999, 46(3): 605-626.
- Bao Z H, Cai K D, Sun M, et al. Continental crust melting induced by subduction initiation of the South Tianshan Ocean: Insight from the Latest Devonian granitic magmatism in the southern Yili Block, NW China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2018, 153: 100-117.
- Dong Y P, Zhang G W, Neubauer F, et al. Syn- and post-collisional granitoids in the Central Tianshan orogen: Geochemistry, geochronology and implications for tectonic evolution[J]. Gondwana Research, 2011, 20(2-3): 568-581.
- Gao J, Li M S, Xiao X X, et al. Paleozoic tectonic evolution off the Tianshan Orogen, northwestern China[J]. Tectonophysics, 1998, 287(1-4): 213-231.
- Gao J, Klemd. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: geochemical and age constraints[J]. Lithos, 2003, 66: 1-22.
- Gerya T V. Future directions in subduction modeling[J]. Journal of Geodynamics, 2011, 52(5): 344-378.
- Gerya T V, Connolly J A D, Yuen D A. Why is terrestrial subduction one-sided? [J]. Geology, 2008, 36 (1), 43-46.
- Han B F, Guo Z J, Zhang Z C, et al. Age, geochemistry, and tectonic implications of a late Paleozoic stitching pluton in the North Tian Shan suture zone, western China[J]. Geological Society of America Bulletin, 2010, 122(3-4): 627-640.
- Huang H, Wang T, Tong Y, et al. Rejuvenation of ancient micro-continents during accretionary orogenesis: Insights from the Yili Block and adjacent regions of the SW Central Asian Orogenic Belt[J]. Earth-Science Reviews, 2020, 208: 1-22.
- Hyndman R D, Currie C A. Subduction zone backarcs, continental mobile belts, and orogenic heat[J]. GSA Today, 2005, 15, 463-475.
- Jiang Z S, Zhang Z H, Wang Z H, et al. Geology, geochemistry, and geochronology of the Zhibo iron deposit in the Western Tianshan, NW China: Constraints on metallogenesis and tectonic setting[J]. Ore Geology Reviews, 2014, 57(3): 406-424.
- Jung S, Pfänder J A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoid: Constraints from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry[J]. European Journal of Mineralogy, 2007, 19(6): 859-870.
- Kröner A, Alexeev D V, Rojas-Agramonte Y, et al. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen[J]. Gondwana Research, 2013, 23(1): 272-295.
- Long L L, Gao J, Klemd R, et al. Geochemical and geochronological studies of granitoid rocks from the Western Tianshan Orogen: Implications for continental growth in the southwestern Central Asian Orogenic Belt[J]. Lithos, 2011, 126(3-4): 321-340.
- Liu W, Fei P X. Methane-rich fluid inclusions from ophiolitic dunite

- and post-collisional mafic-ultramafic intrusion: The mantle dynamics underneath the Paleo-Asian Ocean through to the post-collisional period[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 242(3-4): 286-301.
- Liu Y. Early Carboniferous Radiolarian Fauna from Heiyingshan South of the Tianshan Mountains and Its Geotectonic Significance[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2001, 75(1): 101-105.
- Li Y J, Sun L D, Wu H R, et al. Permo-Carboniferous Radiolarians from the Wupataerkan Group, Western South Tianshan, Xinjiang, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2005, 79(1): 16-23.
- Ma X X, Shu L S, Meert J G. Early Permian slab breakoff in the Chinese Tianshan belt inferred from the postcollisional granitoids[J]. *Gondwana Research*, 2015, 27(1): 228-243.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 1984, 25(4): 956-983.
- Pearce J A, Peate D W. Tectonic implications of the composition of volcanic ARC magmas[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1995, 23(1): 251-286.
- Qian Q, Gao J, Klemd R, et al. Early Paleozoic tectonic evolution of the Chinese South Tianshan Orogen: constraints from SHRIMP zircon U-Pb geochronology and geochemistry of basaltic and diorite rocks from Xiata, NW China[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2008, 98(3): 551-569.
- Rudnick, Gao S. Composition of the continental crust[J]. In: Rudnick R L (ed.). *Treatise on Geochemistry*[M]. Amsterdam: Elsevier, 2003, 3: 1-64.
- Seltmann R, Konopelko D, Biske G, et al. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 42(42): 821-838.
- Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D, Norry, M. J (Eds.). *Magmatism in Ocean Basins*[J]. In: *Saunders A D, Norry M J (Eds.). Magmatism in Ocean Basins*[M]. Geological Society of London Special Publication, 1989, 42: 313-345.
- Sun L H, Wang Y J, Fan W M, et al. Post collisional potassic magmatism in the Southern Awulale Mountain, western Tianshan Orogen: Petrogenetic and tectonic implications[J]. *Gondwana Research*, 2008, 14(3): 383-394.
- Su W, Gao J, Klemd R, et al. U-Pb zircon geochronology of Tianshan eclogites in NW China: implication for the collision between the Yili and Tarim blocks of the southwestern Altaids[J]. *European Journal of Mineralogy*, 2010, 22: 473-478.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 95: 407-419.
- Windley B F, Alexeiev D, Xiao W J, et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Journal of the Geological Society*, 2007, 164(12): 31-47.
- Wilhem C, Windley B. F, Stampfli G. M. The Altaids of Central Asia: a tectonic and evolutionary innovative review[J]. *Earth Science Reviews*, 2012, 113: 303-341.
- Wyllie P J, Cox K G, Biggar C M. The Habit of Apatite in Synthetic Systems and Igneous Rocks[J]. *Journal of Petrology*, 1962, 3(2).
- Wang M, Zhang J J, Zhang B, et al. An Early Paleozoic collisional event along the northern margin of the Central Tianshan Block: Constraints from geochemistry and geochronology of granitic rocks[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 113: 325-338.
- Wang Q, Zhu D C, Zhao Z D, et al. Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 53: 59-66.
- Xia L Q, Xu X Y, Li X M, et al. Reassessment of petrogenesis of Carboniferous-Early Permian rift-related volcanic rocks in the Chinese Tianshan and its neighboring areas[J]. *Geoscience Frontiers*, 2012, 3(4): 445-471.
- Xiao W J, Kusky T, Safonova I, et al. Tectonics of the Central Asian Orogenic Belt and its Pacific analogues[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 113: 1-6.
- Xiao W J, Santosh M. The western Central Asian Orogenic Belt: A window to accretionary orogenesis and continental growth[J]. *Gondwana Research*, 2014, 25(4): 1429-1444.
- Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, et al. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia[J]. *American Journal of Science*, 2004, 304(4): 370-395.
- Xiao W J, Windley B. F, Allen M. B, et al. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage[J]. *Gondwana Research*, 2013, 23: 1316-1341.
- Zhang D Y, Zhang Z C, Encarnación J, et al. Petrogenesis of the Kekesai composite intrusion, western Tianshan, NW China: Implications for tectonic evolution during late Paleozoic time[J]. *Lithos*, 2012, 146(8): 65-79.
- Zhao Z H, Xiong X L, Wang Q, et al. Late Paleozoic under plating in North Xinjiang: Evidence from shoshonite and adakite[J]. *Gondwana Research*, 2009, 16: 216-226.
- Zhang L F, Du J X, Lü Z, et al. A huge oceanic-type uhp metamorphic belt in Southwestern Tianshan, China: peak metamorphic age and p-t path[J]. *Science Bulletin*, 2013, 58(35): 4378-4383.
- Zhang L F, Ai Y L, Li X P, et al. Triassic collision of western Tianshan orogenic belt, China: Evidence from SHRIMP U-Pb dating of zircon from HP/UHP eclogitic rocks[J]. *Lithos*, 2007, 96(1-2): 266-280.
- Zhong L, Wang B, Alexeiev D V, et al. Paleozoic multi-stage accretionary evolution of the SW Chinese Tianshan: new constraints from plutonic complex in the Nalati Range[J]. *Gondwana Research*, 2017, 45, 254-274.
- Xu X Y, Wang H L, Li P, et al. Geochemistry and geochronology of Paleozoic intrusions in the Nalati (Narati) area in western Tianshan, Xinjiang, China: Implications for Paleozoic tectonic evolution[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 1-30.