

doi: 10.12097/gbc.2023.01.012

共和盆地河流碎屑锆石 U-Pb 年龄特征、Hf 同位素组成及其对构造和地壳演化的启示

艾尼卡尔·艾克帕尔¹, 陈岳龙^{1*}, 梁乾坤¹, 康欢²

ANKAR Akbar¹, CHEN Yuelong^{1*}, LIANG Qiankun¹, KANG Huan²

1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083;

2. 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室, 北京 100029

1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083, China;

2. State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China

摘要: 为揭示青海共和盆地沉积源区构造活动和地壳演化历史,应用 LA-MC-ICP-MS 技术,对共和盆地曲什安河与西河河漫滩沉积物中的碎屑锆石进行了 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析。得出碎屑锆石 U-Pb 年龄可分为 5 组: 309~172 Ma、471~368 Ma、943~737 Ma、2368~1698 Ma、2543~2453 Ma。结合研究区构造-岩浆事件得出,曲什安河与西河河漫滩碎屑沉积物是西秦岭地块在不同时期提供的结果。碎屑锆石 U-Pb 年龄存在 2 个主要峰值,约 236 Ma 和约 403 Ma,反映了古特提斯洋和原特提斯洋在不同部分的俯冲导致陆块碰撞,形成强烈岩浆事件的地质记录,碰撞后伸展阶段出现裂谷和新生洋盆。Hf 同位素组成特征揭示,源区地壳在 2.7~1.3 Ga 经历了主要增生期,形成现今地壳的 84%。 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -14.7~+15.0, Hf 亏损模式年龄在 3.6~0.24 Ga 范围内,表明源区基底存在古太古代古老地壳物质。约 0.5 Ga 以来,地壳增长以古老地壳物质再循环为主,并在 0.28 Ga 左右地壳停止了生长。依据前人公式计算了曲什安河与西河河漫滩碎屑沉积物物源区各时期的重熔/增生比例。

关键词: 共和盆地; 碎屑锆石; U-Pb 年龄; Lu-Hf 同位素; 大陆地壳生长

中图分类号: P597+.3 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2024)06-1004-17

Ankar A, Chen Y L, Liang Q K, Kang H. Zircon U-Pb ages and Hf isotopic compositions of river sediments from the Gonghe Basin and implication on tectonics and evolution of the crust. *Geological Bulletin of China*, 2024, 43(6): 1004-1020

Abstract: To reveal the history of tectonic activity and crustal evolution in the sedimentary source area of the Gonghe Basin, U-Pb dating and Hf isotope analysis of detrital zircons in the floodplain sediments of the Qushian river and Xi river in the Gonghe Basin were analyzed by LA-MC-ICP-MS approach in this study. It was revealed that the U-Pb age of these detrital zircons can be divided into 5 groups: 309~172 Ma, 471~368 Ma, 943~737 Ma, 2368~1698 Ma, 2543~2453 Ma. According to the tectonic-magmatic events in the study area, it is concluded that the detrital sediments of the floodplains of the Qushian River and Xi River are provided by the Western Qinling block at different times. There are two main detrital zircon U-Pb ages, 236 Ma and 403 Ma, reflecting the geological record of the collision of blocks in different parts of the paleo and proto-Tethys oceans, induced strong magmatic events, and the emergence of rift valleys and neonatal ocean basins in the post-collision extension stage. The features of Hf isotopic composition revealed that the crust in the source area underwent a major accretion period at 2.7~1.3 Ga, and created 84% of the current crust. $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ value ranges between -14.7 and +15.0, Hf depleted mode age in the range of 3.6~0.24 Ga, indicating the presence of Paleoproterozoic ancient crust substance in the source area substrata. Since 0.5 Ga, the growth of the earth's crust has mainly been dominated by the recycling of ancient crust substance, and the growth of the crust has stopped at 0.28 Ga. Furthermore, using formula of recycling ratio, ratios between remelting

收稿日期: 2023-01-08; 修订日期: 2023-03-25

资助项目: 国家自然科学基金项目《祁连造山带中河流沉积物地球化学及其锆石 U-Pb 年龄与 Hf 同位素组成》(批准号: 41473015)

作者简介: 艾尼卡尔·艾克帕尔(1996-), 男, 在读硕士生, 地质工程专业。E-mail: ankar9707@163.com

* 通信作者: 陈岳龙(1962-), 男, 教授, 博士生导师, 从事区域地球化学研究。E-mail: chyl@cugb.edu.cn

and juvenile crust with age have been calculated.

Key words: Gonghe Basin; detrital zircons; U-Pb age; Lu-Hf isotopes; continental crust growth

青海省共和盆地是西秦岭地块、祁连地块、东昆仑地块等多个构造单元的交接地区, 经历了多地体拼合的复杂构造演化。因具有典型的拗拉谷构造性质, 又被称为共和拗拉谷(张国伟等, 2004; 张宏飞等, 2006; 郭安林等, 2007)。共和盆地碎屑沉积物记录了周缘源区的构造演化历史(Cédric et al., 2006; Fang et al., 2007)。随着对中央造山带研究的不断深入, 共和盆地周缘块体的构造演化及盆-山耦合已成为重要的科学问题。

近年, 一些学者通过不同手段对共和盆地及其周缘地区的构造演化进行了一系列研究, 并取得丰硕的成果。李瑞宝等(2016)通过对共和盆地西缘古元古代金水口岩群的灰色绢云石英片岩、绢云石英岩及黑云石英片岩组成的低级变质岩组合进行岩相分析, 并结合区域资料, 认为西秦岭地块和东昆仑地块、柴达木地块北缘、祁连地块均表现出扬子地块构造亲缘性, 且在新元古代早期完成了源区基底的固结; 孔令添等(2019)对共和盆地东部曲乃亥花岗闪长岩进行了岩石学研究, 并讨论了该地区地壳俯冲过程及岩浆物质来源; Yang et al.(2018)通过对西秦岭天水-武山增生带蛇绿岩杂岩和岛弧岩进行研究, 认为天水-巫山增生带是早古生代大洋俯冲形成的大洋缝合带等。此外, 关于西秦岭地块、祁连地块和东昆仑地块的衔接关系, 陈岳龙等(2008)认为, 东、西秦岭和东昆仑在主造山期具有统一的大地构造背景, 应属中央造山系中的统一造山带, 即中央造山系秦祁昆造山带。

现代河流沉积物为典型的碎屑沉积物, 具有广泛的物质来源, 记录了物源区岩石成分、形成年代、地壳演化等重要信息(Lizuka et al., 2017)。河流沉积物中的锆石作为岩浆岩、沉积岩和变质岩最常见的副矿物, 并不会因河流的搬运、分选、沉积、风化、侵蚀等外生地质作用对其记录的年代学信息产生影响(何梦颖, 2014)。通过 LA-MC-ICP-MS 技术, 可以分析锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成特征, 得到物源区岩浆活动时间、物质从亏损地幔分离的时间等地质信息。因此, 河流碎屑沉积物已成为研究大陆地壳生长演化历史的理想载体(Goldstein et al., 1997; Wu et al., 2007)。Iizuka et al.(2010)利用美国密

西西比河沙中的 416 颗碎屑锆石 U-Pb 年龄和 402 颗碎屑锆石的 Hf 同位素数据, 解释了地壳的主要形成时期及主要的增生、重熔事件。Kang et al.(2018)利用中祁连地块湟水河上游支流 3 件沙质沉积物样品中的 219 颗锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素数据, 重建了祁连地块从罗迪尼亚超大陆分离、与阿拉善和柴达木地块碰撞的历史。

本文在前人研究的基础上, 通过对青海省共和盆地曲什安河与西河河流碎屑沉积物中的锆石进行 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析, 研究了沉积物源区的岩浆活动, 重塑了相应阶段的构造演化及大陆地壳形成和生长历史, 并探索性地对地壳生长过程中大陆新生地壳与古老物质重熔所占的比例进行了定量研究。

1 地质概况

共和盆地东以多禾茂断裂带与西秦岭造山带为邻, 西以瓦洪山断裂带与东昆仑造山带和柴达木地块相邻, 北以青海南山断裂带为界与南祁连地块连接, 南以阿尼玛卿断裂带与巴颜喀拉造山带为邻(陈希节等, 2020), 其特殊的地理位置和构造环境为研究盆地构造演化历史提供了理想条件(图 1)。地理上, 曲什安河发源于青海省兴海县曲通沟, 河水向东流经温泉乡和龙藏乡, 最终在大米滩村汇入黄河。而西河发源于青海省泽库县巴吉山, 由南向北流经东沟乡, 在贵德县汇入黄河。曲什安河和西河均为黄河上游流域的主要支流。2 条河位于共和盆地东南部, 流域内主要出露地层有盆地东侧拉脊山-扎马杂日山的古元古代基岩, 岩性为一套具中深变质程度的海相碎屑岩组合, 主要由大理岩、片麻岩和灰黑色石英片岩组成; 三叠系在盆地东西两侧均有出露(图 2), 可进一步分为隆务河组、群子河组和八宝山组, 岩石组合为灰质粉砂岩、石英砂岩和板岩; 古近系为西宁群砂砾岩和泥岩; 新近系贵德群岩性以泥岩、钙质泥岩和砂岩为主。岩浆岩主要出露在拉西瓦峡上游河道两侧, 主要为安山岩、凝灰岩、火山角砾岩等(赵无忌, 2015)。

新元古代早、中期(晋宁期), 扬子地块与华夏地块拼合形成华南板块。新元古代晚期, 随着罗迪尼

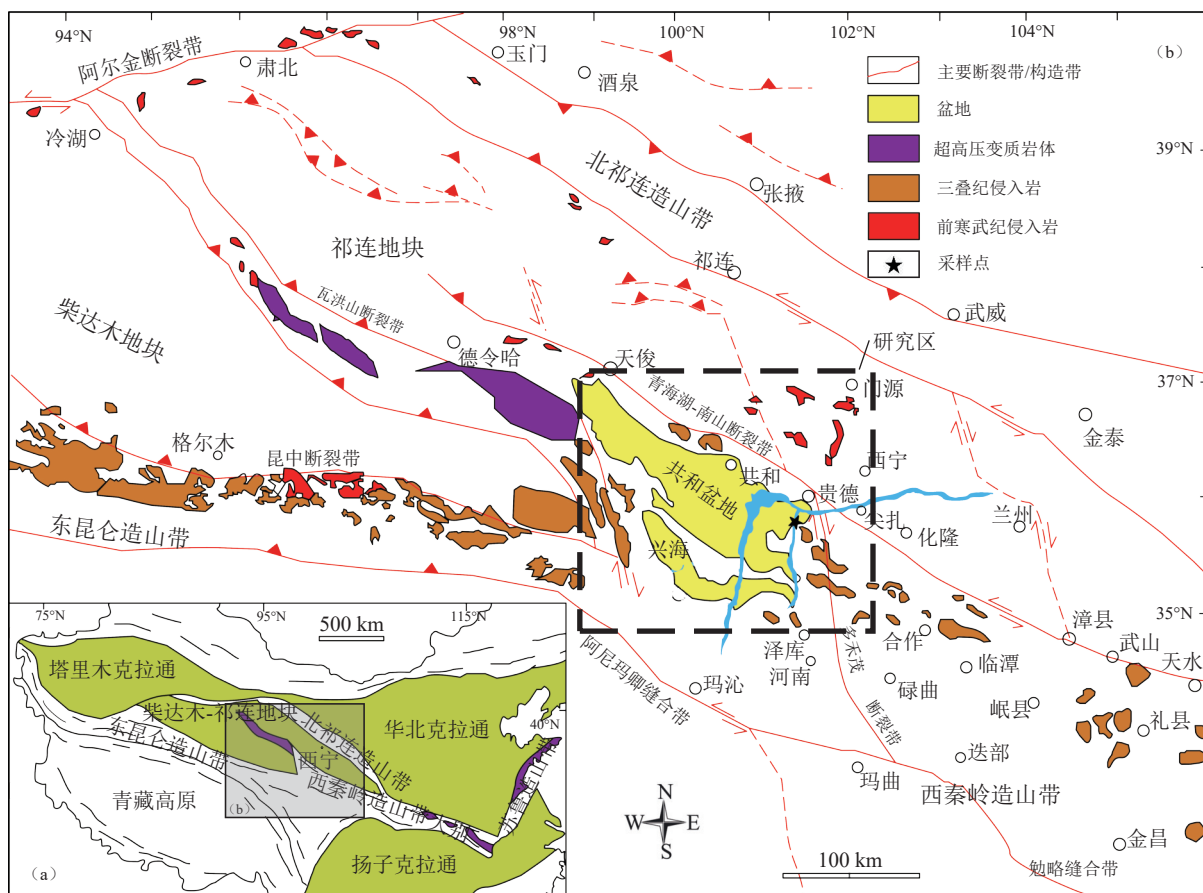


图1 共和盆地及相邻地区地质简图(据 Li et al.,2019 修改)

Fig. 1 Geological sketch of the Gonghe Basin region

a—中央造山带各地块和造山带示意图; b—研究区周围地区主要构造带和侵入岩简图

亚超大陆裂解,伴随着板块漂移,在早泥盆世,华北板块和华南板块扬子克拉通围限原大洋的一部分形成秦祁昆洋(Dong et al.,2013; 余珊,2015;杨明桂等,2019)。共和盆地的形成总体上经历了2种构造体制:①晚古生代以主动型板内裂谷裂陷盆地构造体制为主,在板内伸展盆地体系的海陆格局背景下,大小陆块相对独立地拼接在一起,新生陆壳处于拼而不合的状态,这一阶段的基底组成情况极复杂,并伴随着强烈的构造岩浆活动。岩浆活动以浅海相火山喷发和深层中酸性岩浆侵入为主(常宏等,2009)。②晚三叠世开始进入陆内盆山构造体制,内陆叠覆造山为大陆地壳环境发生的造山作用。晚三叠世早期—晚三叠世末,盆地经历了逆冲推覆,该阶段形成了阿尼玛卿—勉略构造缝合带及由板块俯冲形成的A型前陆盆地(孙延贵等,2004)。早侏罗世—新近纪末期,研究区经历了显著的走滑造山作用。伴随走滑断裂的活动,形成了周缘一系列走滑

盆地,如泽库—多福屯—同仁走滑盆地群、临潭盆地、天水盆地等。更新世以来,共和盆地周缘进入隆升阶段,在陆内叠覆造山背景下形成的兴海推覆体和西秦岭推覆体不断升高,内陆盆地不断沉降。如西秦岭造山带南侧和青藏高原东北缘快速抬升结合在一起,成为青藏高原的组成部分(冯益民等,2003)。

2 样品采集与分析方法

曲什安河河漫滩采样点(QS0729S)位于曲什安乡的曲什安大桥下(GPS 坐标:北纬 35°19.627'、东经 100°13.828'),河水流量相对较大。河床以砾石层为主,天然剖面上出露的古河道则为砂—砾互层的二元结构层。西河河漫滩采样点(HHZ0730-3S)位于贵德县西南迎宾路上(GPS 坐标:北纬 36°01.333'、东经 101°24.285'),河流流量大,作为自南向北汇入黄河干流的第一条支流,其特点为流量大,流速快。河床底部以砂为主,泥质层薄,砂层以中砂为主。

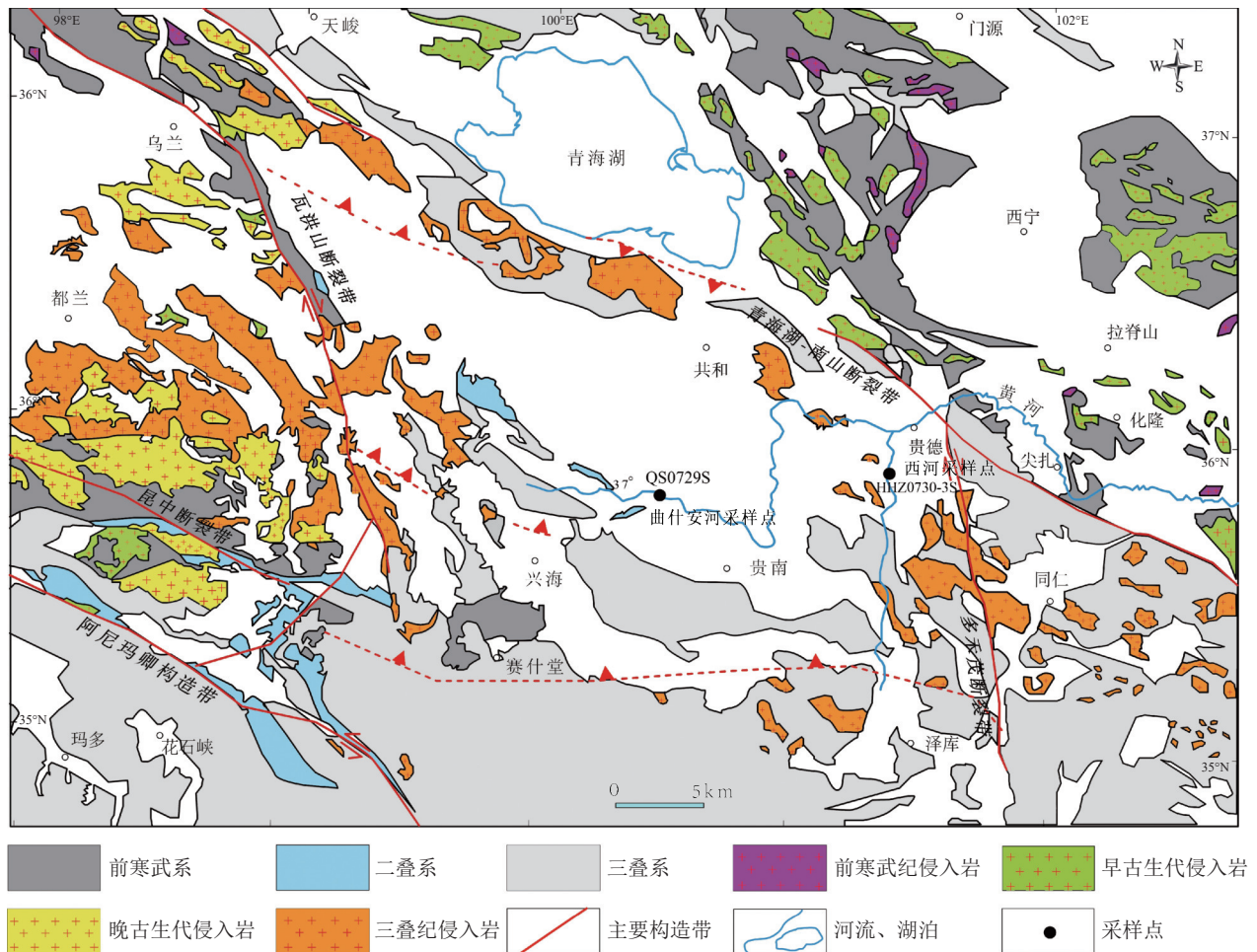


图 2 共和盆地周围多阶段侵入体、前寒武纪—三叠纪地层和样本位置简化地质图(据 Li et al., 2019 修改)

Fig. 2 Simplified geological map of multi-stage intrusions, Precambrian to Triassic stratigraphy and sample locations around the Gonghe Basin

样品的锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素组成测试在中国地质科学院矿产资源研究所完成。将采集的样品依次通过淘洗、电磁分选、重液分选等,选择包裹体较少、结晶完好且无明显裂痕的锆石制靶,然后进行阴极发光(CL)照相。

锆石 U-Pb 同位素组成使用 Neptune MS-ICP-MS 测试。氦(He)被用作剥蚀物质的载气。使用 GJ1 作为 U-Pb 测年的外标, M127 作为 U 和 Th 浓度的外标。离线数据采用 ICPSDdataCal 4.6 程序处理。使用 Isoplot 4.15 软件绘制锆石 U-Pb 年龄图像。详细操作见侯可军等(2009)。

锆石 Lu-Hf 同位素组成也使用 Neptune MC-ICP-MS 测试。仪器配有 213 nm 紫外激光熔蚀系统(Newwave UP213 Laser Ablation System),该系统激光烧蚀光束的直径在 10~150 μm 可调,输出能量最

大功率为 35 J/cm²。分析时大部分分析点的激光束直径约为 32 μm ,激光脉冲速度为 8 Hz。一般来说,激光熔蚀时间为 27 s,在分析过程中使用国际标准锆石 GJ1 作为外标,测定值平均为 $0.282003 \pm 0.000016(2\sigma)$ 。详细操作见侯可军等(2007)。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄

本文对黄河支流曲什安河(QS0729S)与西河(HHZ0730-3S)砂质沉积物样品中各获得的 54 个锆石颗粒进行了 U-Pb 同位素测定,获得谐和度在 90%~110% 之间的数据 108 个,分析结果见表 1。绝大部分碎屑锆石(图 3)主要呈次圆状、棱角状,说明锆石颗粒沉积前经历了较短的搬运距离;绝大部分碎屑锆石都具有振荡环带且 Th/U 值均

表 1 样品 HHZ0730-3S 和 QS0729S 碎屑锆石 U-Th-Pb 同位素数据
Table 1 U-Th-Pb isotopic data of detrital zircons from sample HHZ0730-3S and QS0729S

测点号	含量/ 10^{-6}			Th/U	同位素比值						年龄/Ma						谐和度/%
	Th	Pb	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	
HHZ0730-3S(36°01.333' N、101°24.285'E)																	
1	44	18	48	0.92	0.1070	0.0029	4.1929	0.1165	0.2853	0.0040	1750	50	1673	23	1618	20	108
2	67	55	93	0.72	0.1600	0.0026	9.8798	0.1802	0.4474	0.0051	2457	27	2424	17	2384	23	103
3	324	39	940	0.34	0.0557	0.0013	0.2835	0.0066	0.0370	0.0004	439	56	253	5	234	2	108
4	291	261	671	0.43	0.1193	0.0014	5.2921	0.0680	0.3212	0.0027	1946	22	1868	11	1796	13	108
5	211	21	473	0.45	0.0553	0.0017	0.2870	0.0089	0.0378	0.0004	433	75	256	7	239	3	107
6	318	58	654	0.49	0.0573	0.0012	0.5905	0.0117	0.0749	0.0006	502	44	471	7	466	4	101
7	7	9	25	0.27	0.1133	0.0037	4.8550	0.1712	0.3128	0.0058	1853	64	1794	30	1754	28	106
8	235	22	510	0.46	0.0517	0.0017	0.2661	0.0088	0.0373	0.0004	272	76	240	7	236	2	101
9	95	89	442	0.22	0.0787	0.0012	1.9411	0.0340	0.1786	0.0020	1165	31	1095	12	1060	11	109
11	278	31	718	0.39	0.0515	0.0014	0.2659	0.0070	0.0375	0.0004	265	56	239	6	237	2	101
14	184	22	506	0.36	0.0526	0.0019	0.2708	0.0096	0.0374	0.0004	322	81	243	8	237	2	103
17	62	37	413	0.15	0.0610	0.0013	0.7200	0.0275	0.0846	0.0023	639	45	551	16	523	14	105
19	433	55	581	0.75	0.0560	0.0013	0.5801	0.0142	0.0751	0.0008	454	54	465	9	467	5	99
20	172	14	300	0.57	0.0472	0.0021	0.2424	0.0100	0.0377	0.0006	61	100	220	8	239	4	92
22	66	42	389	0.17	0.0634	0.0013	0.8416	0.0198	0.0960	0.0009	720	44	620	11	591	5	105
23	361	47	1091	0.33	0.0526	0.0014	0.2694	0.0074	0.0371	0.0004	322	59	242	6	235	2	103
24	105	64	155	0.68	0.1114	0.0018	4.9527	0.0961	0.3220	0.0038	1833	29	1811	16	1799	18	102
25	61	33	75	0.81	0.1136	0.0026	5.0044	0.1229	0.3193	0.0034	1857	41	1820	21	1786	17	104
28	41	4	63	0.65	0.0602	0.0036	0.3948	0.0227	0.0490	0.0010	609	134	338	17	309	6	109
30	68	34	82	0.83	0.1119	0.0026	4.6431	0.1123	0.3005	0.0032	1831	43	1757	20	1694	16	108
31	177	25	563	0.31	0.0526	0.0020	0.2737	0.0103	0.0377	0.0004	322	81	246	8	239	3	103
32	101	10	183	0.55	0.0579	0.0025	0.3509	0.0154	0.0442	0.0006	528	96	305	12	279	4	109
35	59	41	97	0.61	0.1235	0.0023	5.5676	0.1018	0.3276	0.0030	2007	33	1911	16	1827	15	110
37	308	264	511	0.60	0.1425	0.0017	7.9425	0.1052	0.4040	0.0034	2258	21	2225	12	2187	15	103
38	107	53	168	0.64	0.0937	0.0017	3.2375	0.0595	0.2515	0.0027	1502	35	1466	14	1446	14	104
39	84	15	166	0.51	0.0550	0.0022	0.5710	0.0218	0.0757	0.0010	413	87	459	14	471	6	97
40	115	14	198	0.58	0.0561	0.0021	0.4518	0.0168	0.0588	0.0007	457	116	379	12	368	4	103
41	656	39	647	1.01	0.0539	0.0014	0.3384	0.0090	0.0455	0.0004	369	64	296	7	287	3	103
42	273	46	1158	0.24	0.0484	0.0011	0.2471	0.0057	0.0371	0.0004	117	56	224	5	235	2	95
43	66	11	13	5.27	0.1207	0.0056	5.6829	0.2532	0.3534	0.0070	1966	83	1929	38	1951	33	101
44	143	11	237	0.61	0.0540	0.0023	0.2768	0.0114	0.0373	0.0005	372	94	248	9	236	3	105
45	174	14	361	0.48	0.0504	0.0020	0.2316	0.0097	0.0334	0.0004	213	90	212	8	212	3	100
46	110	34	66	1.66	0.1225	0.0025	5.4935	0.1283	0.3248	0.0042	1994	31	1900	20	1813	20	110
47	40	54	99	0.40	0.1519	0.0029	9.3825	0.1936	0.4475	0.0049	2369	28	2376	19	2384	22	99
48	504	33	731	0.69	0.0521	0.0014	0.2640	0.0071	0.0368	0.0003	300	58	238	6	233	2	102
49	192	264	549	0.35	0.1509	0.0020	8.2870	0.1193	0.3976	0.0038	2367	22	2263	13	2158	17	110
50	341	30	783	0.44	0.0534	0.0015	0.2375	0.0065	0.0323	0.0003	343	63	216	5	205	2	105
51	227	31	744	0.31	0.0523	0.0013	0.2653	0.0068	0.0367	0.0004	298	56	239	5	233	3	103
52	33	21	278	0.12	0.0577	0.0016	0.5531	0.0173	0.0690	0.0008	520	66	447	11	430	5	104
53	131	58	137	0.96	0.1076	0.0018	4.5390	0.0915	0.3059	0.0042	1759	31	1738	17	1720	21	102

续表 1-1

测点号	含量/ 10^{-6}			Th/U	同位素比值						年龄/Ma						谐和度/%
	Th	Pb	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	
54	33	44	77	0.43	0.1647	0.0029	10.1914	0.1780	0.4492	0.0049	2505	63	2452	16	2392	22	105
55	297	58	1407	0.21	0.0523	0.0014	0.2659	0.0069	0.0368	0.0004	298	64	239	6	233	3	103
57	82	61	362	0.23	0.0714	0.0013	1.4317	0.0269	0.1452	0.0014	969	37	902	11	874	8	103
59	148	137	293	0.50	0.1317	0.0021	6.6584	0.1470	0.3641	0.0049	2120	28	2067	19	2002	23	106
60	134	108	223	0.60	0.1273	0.0019	6.4927	0.1178	0.3697	0.0050	2061	26	2045	16	2028	24	102
61	89	10	113	0.78	0.0578	0.0031	0.5573	0.0301	0.0698	0.0009	524	84	450	20	435	5	103
63	496	88	2341	0.21	0.0549	0.0010	0.2491	0.0042	0.0329	0.0003	409	41	226	3	209	2	108
64	380	49	533	0.71	0.0561	0.0014	0.5412	0.0132	0.0699	0.0007	457	21	439	9	436	4	101
65	121	6	118	1.02	0.0531	0.0035	0.2762	0.0192	0.0378	0.0007	332	152	248	15	239	4	103
69	146	104	264	0.56	0.1140	0.0018	4.8570	0.0828	0.3083	0.0028	1865	28	1795	14	1732	14	108
70	67	10	113	0.60	0.0626	0.0040	0.6047	0.0385	0.0702	0.0015	696	136	480	24	437	9	110
71	6	20	57	0.11	0.1105	0.0027	4.8329	0.1347	0.3171	0.0049	1809	46	1791	23	1775	24	102
77	52	223	582	0.09	0.1227	0.0015	5.7241	0.0737	0.3372	0.0025	1996	22	1935	11	1873	12	107
78	1139	72	1549	0.74	0.0522	0.0010	0.2684	0.0053	0.0372	0.0004	295	47	241	4	236	2	102
QS0729S(35°19.627'N、100°13.828'E)																	
5	62	142	990	0.06	0.0710	0.0011	1.2819	0.0285	0.1303	0.0018	958	31	838	13	789	10	106
8	203	94	236	0.86	0.1052	0.0015	3.9962	0.0651	0.2751	0.0024	1717	22	1633	13	1566	12	110
12	216	25	286	0.76	0.0602	0.0020	0.5316	0.0168	0.0646	0.0009	609	40	433	11	404	6	107
13	86	102	481	0.18	0.0783	0.0013	1.9199	0.0338	0.1776	0.0018	1154	33	1088	12	1054	10	109
14	137	28	153	0.89	0.0666	0.0019	1.2044	0.0362	0.1309	0.0015	833	59	803	17	793	9	101
15	115	26	321	0.36	0.0596	0.0021	0.5232	0.0184	0.0638	0.0007	587	80	427	12	399	4	107
16	184	196	328	0.56	0.1599	0.0019	9.7685	0.1511	0.4415	0.0051	2455	20	2413	14	2357	23	104
18	62	32	181	0.34	0.0764	0.0022	1.5234	0.0436	0.1454	0.0020	1106	53	940	18	875	11	107
19	125	10	103	1.21	0.0540	0.0042	0.4699	0.0351	0.0633	0.0016	369	206	391	24	396	10	99
21	181	41	287	0.63	0.0647	0.0016	0.9710	0.0249	0.1084	0.0013	765	47	689	13	663	8	104
22	187	31	379	0.49	0.0573	0.0019	0.5183	0.0191	0.0652	0.0010	506	74	424	13	407	6	104
23	81	25	118	0.68	0.0778	0.0023	1.6868	0.0555	0.1565	0.0025	1143	60	1004	21	937	14	107
24	173	18	205	0.85	0.0606	0.0028	0.5312	0.0217	0.0643	0.0011	633	100	433	14	401	7	108
25	81	83	442	0.18	0.0727	0.0013	1.5850	0.0271	0.1576	0.0015	1006	35	964	11	943	8	102
26	119	9	203	0.59	0.0526	0.0026	0.2533	0.0121	0.0352	0.0005	309	113	229	10	223	3	103
27	184	26	307	0.60	0.0578	0.0017	0.5227	0.0168	0.0652	0.0009	524	65	427	11	407	6	105
28	198	177	264	0.75	0.1622	0.0021	10.6209	0.1840	0.4729	0.0063	2480	21	2491	16	2496	27	99
29	12	9	17	0.69	0.1338	0.0050	6.7103	0.2505	0.3685	0.0066	2148	66	2074	33	2022	31	106
30	273	22	385	0.71	0.0560	0.0018	0.3261	0.0105	0.0422	0.0005	450	66	287	8	266	3	108
31	388	552	1641	0.24	0.1077	0.0013	4.3234	0.0572	0.2907	0.0024	1761	21	1698	11	1645	12	107
32	170	72	260	0.65	0.0857	0.0014	2.5847	0.0466	0.2182	0.0020	1331	30	1296	13	1272	11	105
33	67	96	344	0.19	0.0909	0.0013	3.0904	0.0491	0.2464	0.0023	1456	28	1430	12	1420	12	103
34	51	66	119	0.42	0.1599	0.0020	9.6861	0.1666	0.4384	0.0053	2455	22	2405	16	2343	24	105
35	72	49	287	0.25	0.0735	0.0012	1.5217	0.0273	0.1499	0.0010	1028	33	939	11	900	6	104
37	23	25	64	0.35	0.1182	0.0025	5.2071	0.1173	0.3200	0.0039	1931	39	1854	19	1790	19	108
40	36	11	27	1.32	0.1056	0.0035	4.0675	0.1460	0.2811	0.0053	1725	61	1648	29	1597	27	108
41	28	25	53	0.53	0.1387	0.0028	7.2282	0.1576	0.3794	0.0052	2211	40	2140	19	2073	24	107
42	131	150	285	0.46	0.1597	0.0020	9.2984	0.1533	0.4217	0.0051	2454	21	2368	15	2268	23	108

续表 1-2

测点号	含量/ 10^{-6}				Th/U	同位素比值						年龄/Ma						谐和度/%
	Th	Pb	U			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	
43	109	18	112	0.97	0.0697	0.0021	1.1553	0.0332	0.1211	0.0014	918	67	780	16	737	8	106	
44	310	17	289	1.07	0.0519	0.0021	0.3002	0.0116	0.0423	0.0005	280	93	267	9	267	3	100	
50	176	13	249	0.71	0.0557	0.0042	0.3110	0.0231	0.0408	0.0009	439	175	275	18	258	5	107	
51	55	60	105	0.52	0.1485	0.0021	9.2520	0.1407	0.4518	0.0047	2329	24	2363	14	2403	21	97	
55	136	18	222	0.61	0.0564	0.0028	0.5039	0.0273	0.0643	0.0010	465	109	414	18	402	6	103	
56	84	10	174	0.48	0.0499	0.0023	0.3300	0.0151	0.0481	0.0007	191	107	290	12	303	4	96	
57	94	85	217	0.43	0.1040	0.0013	4.7582	0.0845	0.3314	0.0045	1698	24	1778	15	1845	22	92	
58	105	89	202	0.52	0.1279	0.0018	6.2011	0.0889	0.3516	0.0028	2069	25	2005	13	1942	13	107	
60	316	16	346	0.91	0.0495	0.0016	0.2460	0.0087	0.0361	0.0004	169	78	223	7	228	3	98	
64	46	35	76	0.60	0.1243	0.0023	6.2225	0.1196	0.3639	0.0041	2020	32	2008	17	2001	19	101	
65	72	15	80	0.90	0.0745	0.0029	1.4893	0.0595	0.1454	0.0025	1057	79	926	24	875	14	106	
67	175	42	566	0.31	0.0558	0.0012	0.5049	0.0113	0.0656	0.0007	456	48	415	8	410	4	101	
68	196	45	240	0.82	0.0691	0.0014	1.3811	0.0310	0.1447	0.0016	902	43	881	13	871	9	101	
70	177	114	307	0.58	0.1057	0.0014	4.3601	0.0745	0.2981	0.0034	1728	24	1705	14	1682	17	103	
71	318	54	702	0.45	0.0585	0.0013	0.5256	0.0121	0.0651	0.0007	550	48	429	8	407	4	105	
73	75	51	104	0.72	0.1255	0.0020	6.4509	0.1186	0.3724	0.0045	2035	28	2039	16	2041	21	100	
74	235	12	220	1.07	0.0517	0.0024	0.2816	0.0127	0.0398	0.0005	272	104	252	10	252	3	100	
75	127	103	290	0.44	0.1039	0.0014	4.1937	0.0630	0.2920	0.0028	1695	25	1673	12	1651	14	103	
76	349	10	263	1.33	0.0531	0.0024	0.1948	0.0082	0.0270	0.0004	332	99	181	7	172	2	105	
77	126	15	288	0.44	0.0560	0.0020	0.3285	0.0116	0.0427	0.0005	450	81	288	9	270	3	107	
78	74	37	76	0.97	0.1231	0.0023	5.9622	0.1148	0.3513	0.0043	2002	33	1970	17	1941	21	103	
79	98	106	184	0.53	0.1683	0.0027	10.1134	0.1812	0.4343	0.0045	2543	27	2445	17	2325	20	109	
81	556	30	632	0.88	0.0526	0.0018	0.2617	0.0090	0.0362	0.0006	322	80	236	7	229	4	103	
82	84	29	55	1.51	0.1124	0.0023	5.2874	0.1199	0.3408	0.0044	1839	32	1867	19	1890	21	97	
83	69	8	128	0.54	0.0561	0.0040	0.3740	0.0281	0.0480	0.0009	454	159	323	21	302	6	107	
85	519	64	237	2.20	0.0703	0.0016	1.5282	0.0357	0.1573	0.0015	939	42	942	14	942	8	100	

大于 0.1(图 4), 说明其岩浆成因, 能充分反映物源相应岩浆活动; 少部分锆石晶形完好, 代表为近源物质。

在锆石 U-Pb 谐和图(图 5)中, 大部分测点落在谐和线上或其附近, 个别数据点偏离谐和线, 说明样品数据谐和性好, 具有可靠性。对于锆石 U-Pb 年龄小于 1000 Ma 的锆石, 选取 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 作为锆石年龄; 大于 1000 Ma 的锆石, 选取 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 作为锆石年龄。

由于 2 条河流同属黄河支流且样品年龄分布特征相似, 故将其数据合并讨论(图 6)。西河与曲什安河的河流沉积物碎屑锆石 U-Pb 年龄可以划分为 5 个组, 分别为: ①309~172 Ma(峰值年龄为 236 Ma) 占总锆石数量的 29%; ②471~368 Ma(峰值年龄为 403 Ma) 占总数的 16%; ③943~737 Ma(峰值年龄为 875 Ma) 占总数的 10%; ④2368~1694 Ma(峰值年龄为

1730 Ma、1855 Ma、1999 Ma) 占总数的 31%; ⑤2543~2453 Ma(峰值年龄为 2454 Ma) 占总数的 6%。

3.2 Lu-Hf 同位素

分别选取样品 HHZ0730-3S 和 QS0729S 中具有代表性 U-Pb 年龄的 23 颗和 22 颗碎屑锆石进行 Lu-Hf 同位素测定, 分析结果见表 2。结果表明, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围较大, 介于-14.7~+15.0 之间, 说明可能来源于不同物源区。 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为负的碎屑锆石在古元古代晚期—新生代居多(图 7), 但也存在少量正值, 说明这一时期的岩浆活动以古老地壳再循环为主; $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为正的碎屑锆石以新太古代为主, 同时也伴随极少量的负值, 说明此时期主要是新生地壳的形成。

Hf 亏损模式年龄的分布范围也较广泛, 介于 0.24~3.6 Ga 之间, 主要集中在 1.4 Ga 和 2.7 Ga 附近

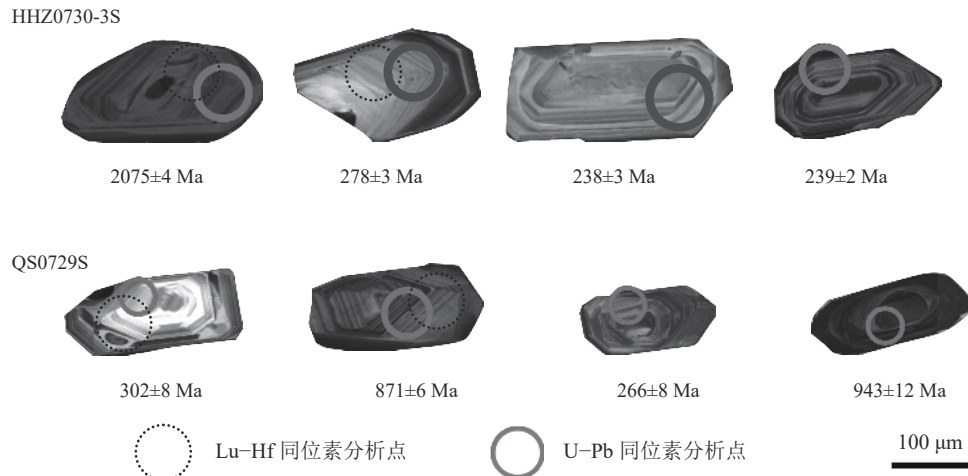


图 3 样品 HHZ0730-3S 和 QS0729S 碎屑锆石颗粒典型阴极发光(CL)图像

Fig. 3 CL images of the zircon grains from sample HHZ0729-3S and QS0729S

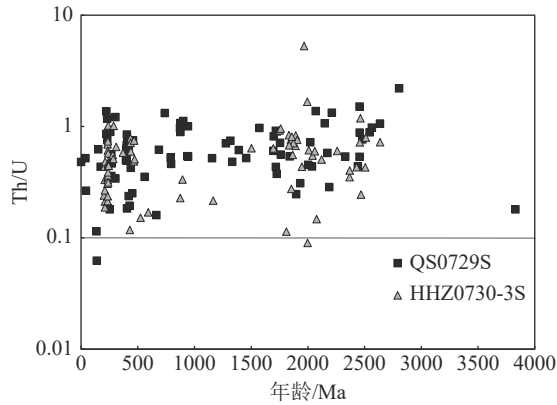


图 4 样品 HHZ0730-3S 与 QS0729S 碎屑锆石 Th/U 值

Fig. 4 Sample HHZ0730-3S and QS0729S detrital zircon Th/U ratio

(图 7)。根据 Hf 亏损模式年龄分布, 该区的岩浆活动事件可能分别为 1.4 Ga 和 2.7 Ga 的古老地壳重熔再

循环。最年轻的 Hf 亏损模式年龄为 0.24 Ga, 对应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为正, 反映该时期研究区的源区存在明显的地壳增生事件; 最古老的 Hf 亏损模式年龄为 3.66 Ga, 表明沉积物源区可能存在非常古老的陆核组分。

4 讨论

4.1 碎屑锆石来源

因河流流向和地貌条件, 首先可排除东昆仑地块为曲什安河与西河提供碎屑物质的可能性(孙延贵, 2004)。西秦岭地块和祁连地块在共和盆地周围出露有前寒武纪、二叠纪和三叠纪地层及不同时期的侵入岩(图 2)。为了更好地限制样品的物源, 笔者总结了西秦岭地块和祁连地块及研究区前寒武纪、二叠纪和三叠纪地层碎屑锆石 U-Pb 年龄分布(图 8), 并将研究区周围岩浆岩体的 U-Pb 年龄和

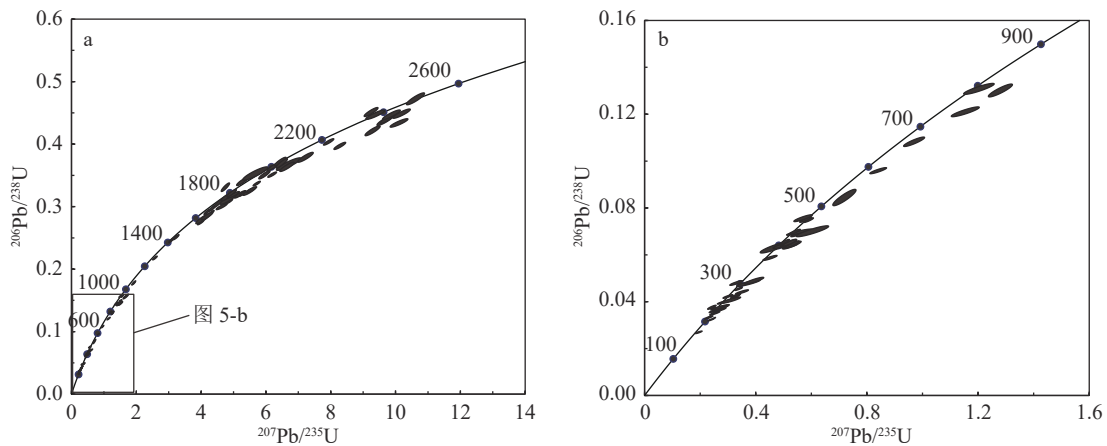


图 5 共和盆地河流碎屑锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 5 U-Pb concordia plots of detrital zircon in the river sediments from the Gonghe Basin

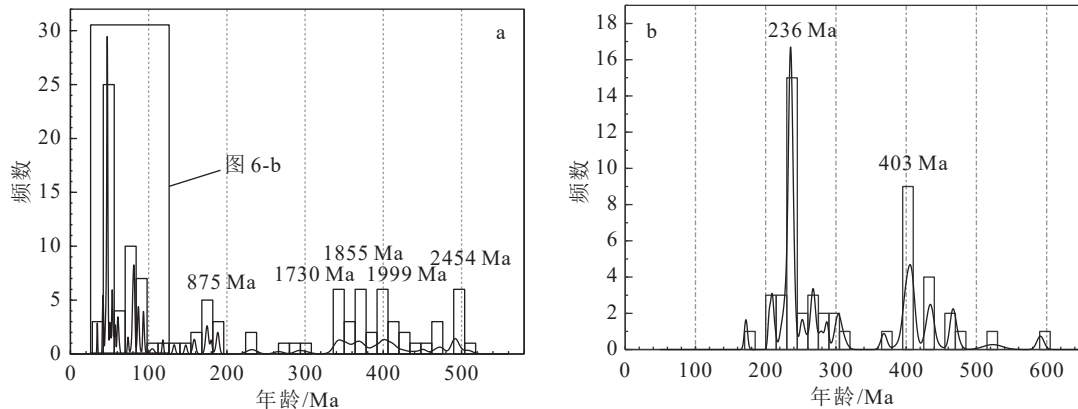


图6 共和盆地河流碎屑沉积物锆石 U-Pb 年龄分布直方图

Fig. 6 Histograms of the detrital zircon U-Pb ages in the river sediments from the Gonghe Basin

$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值与本文数据进行对比分析(表3;图7-a)。研究区碎屑锆石呈次圆状和棱角状(图3),表明这些沉积物经历了较短的搬运距离,为近源物质提供。曲什安河与西河均为现代河流,其沉积物均是上游出露岩石风化剥蚀搬运沉积的产物(Li et al., 2013)。此外,新太古代—古生代岩浆活动的相似性(图8),支持祁连和西秦岭地块是罗迪尼亚超大陆裂解的部分的观点(Dong et al., 2013)。研究区河流沉积物早中生代和晚古生代早期锆石 U-Pb 年龄集中在约 240 Ma 和约 405 Ma。而周缘祁连地块该时期年龄中最强特征年龄为约 318 Ma 和约 503 Ma,与本文数据明显不同。西秦岭地块该时期年龄中最强特征年龄为约 227 Ma 和约 411 Ma,前者可能代表古特提斯洋在勉略带的强烈俯冲,发生了强烈的岩浆活动,后者则是代表原特提斯洋商丹洋部分的闭合(Dong et al., 2011; Yang et al., 2018)。通过研究区周缘地块岩浆岩体的 U-Pb 年龄对比发现,西秦岭地块反映的岩浆事件时限与本文样品在时间上具有一致性(表3)。祁连地块晚古生代早期和早中生代岩浆岩的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为-22.5~+10.5,且主要集中在早奥陶世,与本文样品同时期的 Lu-Hf 同位素数据相差较大(图7-a)。相比之下,西秦岭地块晚古生代早期和早中生代岩浆岩的 Lu-Hf 同位素数据与研究区样品基本一致。综上所述,笔者认为,研究区河流沉积物携带了更多来源于西秦岭地块的物质。

4.2 河流沉积物碎屑锆石 U-Pb 年龄的地质意义

如上所述,研究区碎屑锆石 U-Pb 年龄(2543~172 Ma)分布范围较广(图6)。因此,依据这些年龄提供的地质信息,可重塑西秦岭地块的基底形成和

构造演化历史。

新太古代—新元古代的碎屑锆石年龄峰值主要集中在约 2500 Ma 和约 1800 Ma,该时期碎屑锆石年龄分布较少,在西秦岭地块中有所体现。结合本文新太古代—中元古代早期的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和 Hf 亏损模式年龄,认为此时该区域主要由地幔提供的岩浆物质形成的新生地壳组成。最老碎屑锆石 Hf 亏损模式年龄为 3.6 Ga, Li et al. (2019) 在共和盆地南部地区发现的砂岩(约 3.7 Ga)均揭示此年龄,可能指示西秦岭地块存在古老地壳组分特征。而中元古代晚期—新元古代是以负 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值居多,且 Hf 亏损模式年龄集中在 2.7~1.8 Ga,说明该时期的基底演化以古老地壳重熔为主。此外,在徽成盆地鱼洞子群变质岩、周家湾组和鸡山组沉积岩中的碎屑锆石也有类似特征(张英利等, 2011)。

新元古代—早志留世的碎屑锆石 U-Pb 年龄主要集中在约 850 Ma 和约 435 Ma,主要记录了罗迪尼亚超级大陆裂解成劳伦大陆和冈瓦纳大陆的过程,以及原特提斯洋初始洋盆的形成,此岩浆作用在亲冈瓦纳微大陆群均存在(陈岳龙等, 2008; 李三忠等, 2016; Li et al., 2019)。西岭地块及其相邻地区大量的蛇绿岩记录了罗迪尼亚超级大陆裂解的地质信息。蛇绿岩作为古大洋岩石圈的残留物能够指示古大洋板块边界(Zhao et al., 2017)。前人研究表明,天水关子镇—武山—鸳鸯镇一带的构造混杂岩带出露有岩性为变质玄武岩的蛇绿岩,其锆石年龄为 499 ± 1.8 Ma 和 471 ± 1.4 Ma,被认为是西秦岭地区初始洋盆形成时期的直接产物(Yang et al., 2018; 操雨森等, 2020)。上述蛇绿岩的时空分布特征表明,初始

表 2 样品 HHZ0730-3S 和 QS0729S 碎屑锆石 Lu-Hf 同位素组成

Table 2 Lu-Hf isotopic compositions of the zircons from sample HHZ0730-3S and QS0729S

测点号	锆石年龄/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}/\text{Ma}$
HHZ0730-3S(36°01.333' N、101°24.285'E)									
2	2457	0.0309	0.0001	0.0007	0.0000	0.2812	0.0000	-1.9	3034
3	234	0.0218	0.0002	0.0005	0.0000	0.2826	0.0000	-2.6	1426
4	1946	0.0297	0.0007	0.0007	0.0000	0.2812	0.0000	-14.7	3466
5	239	0.0387	0.0009	0.0010	0.0000	0.2825	0.0000	-3.2	1464
7	1853	0.0191	0.0001	0.0005	0.0000	0.2817	0.0000	1.1	2415
12	2468	0.0185	0.0003	0.0005	0.0000	0.2815	0.0000	8.1	2424
13	2510	0.0137	0.0001	0.0003	0.0000	0.2813	0.0000	3.5	2768
14	237	0.0221	0.0001	0.0005	0.0000	0.2824	0.0000	-7.4	1732
20	239	0.0417	0.0006	0.0010	0.0000	0.2824	0.0000	-8.2	1779
27	1891	0.0337	0.0002	0.0008	0.0000	0.2815	0.0000	-3.4	2711
28	309	0.0291	0.0001	0.0007	0.0000	0.2830	0.0000	13.0	487
32	279	0.0333	0.0001	0.0008	0.0000	0.2824	0.0000	-5.6	1648
34	2463	0.0273	0.0013	0.0006	0.0000	0.2816	0.0000	11.7	2176
36	1850	0.0284	0.0003	0.0006	0.0000	0.2815	0.0000	-3.7	2704
43	1966	0.0149	0.0001	0.0004	0.0000	0.2814	0.0000	-5.8	2949
46	1994	0.0114	0.0000	0.0003	0.0000	0.2812	0.0000	-11.1	3307
47	2369	0.0219	0.0000	0.0005	0.0000	0.2813	0.0000	1.6	2764
48	233	0.0221	0.0004	0.0006	0.0000	0.2826	0.0000	-1.6	1362
51	233	0.0391	0.0002	0.0010	0.0000	0.2826	0.0000	-2.9	1436
54	2505	0.0267	0.0006	0.0007	0.0000	0.2812	0.0000	1.0	2884
65	239	0.0657	0.0003	0.0018	0.0000	0.2826	0.0000	-0.8	1303
74	1892	0.0531	0.0002	0.0012	0.0000	0.2817	0.0000	1.1	2385
79	234	0.0847	0.0002	0.0024	0.0000	0.2827	0.0000	3.2	1040
QS0729S(35°19.627' N、100°13.828'E)									
13	1154	0.0178	0.0011	0.0005	0.0000	0.2824	0.0000	12.0	1186
16	2455	0.0356	0.0015	0.0009	0.0000	0.2812	0.0002	-2.1	3028
19	396	0.0444	0.0005	0.0010	0.0000	0.2823	0.0000	-8.7	1924
26	223	0.0401	0.0011	0.0009	0.0000	0.2825	0.0000	-5.4	1588
28	2480	0.0369	0.0015	0.0011	0.0000	0.2815	0.0001	7.6	2405
30	266	0.0633	0.0007	0.0015	0.0000	0.2826	0.0000	-1.6	1379
32	1331	0.0725	0.0019	0.0019	0.0000	0.2822	0.0001	6.7	1584
34	2455	0.0328	0.0004	0.0009	0.0000	0.2813	0.0000	0.4	2861
35	900	0.0591	0.0019	0.0014	0.0000	0.2824	0.0000	4.8	1425
39	1317	0.0526	0.0004	0.0013	0.0000	0.2822	0.0000	6.2	1642
40	1725	0.0223	0.0004	0.0005	0.0000	0.2816	0.0000	-2.3	2530
41	2211	0.0483	0.0008	0.0011	0.0000	0.2814	0.0000	-0.6	2739
51	2329	0.0313	0.0002	0.0007	0.0000	0.2814	0.0000	2.8	2643
60	228	0.0554	0.0043	0.0015	0.0001	0.2826	0.0005	-1.0	1311
62	404	0.0466	0.0001	0.0011	0.0000	0.2821	0.0000	-13.5	2231
64	2020	0.0312	0.0011	0.0009	0.0000	0.2814	0.0000	-5.6	2930
68	871	0.0426	0.0004	0.0015	0.0000	0.2826	0.0000	11.6	965
74	252	0.1003	0.0023	0.0032	0.0001	0.2831	0.0000	15.0	285
75	1695	0.0517	0.0008	0.0011	0.0000	0.2817	0.0000	-2.1	2451
76	172	0.0483	0.0017	0.0012	0.0000	0.2824	0.0000	-9.4	1801
82	1839	0.0272	0.0011	0.0006	0.0000	0.2813	0.0001	-10.8	3151
83	302	0.0397	0.0009	0.0009	0.0000	0.2823	0.0000	-8.6	1851

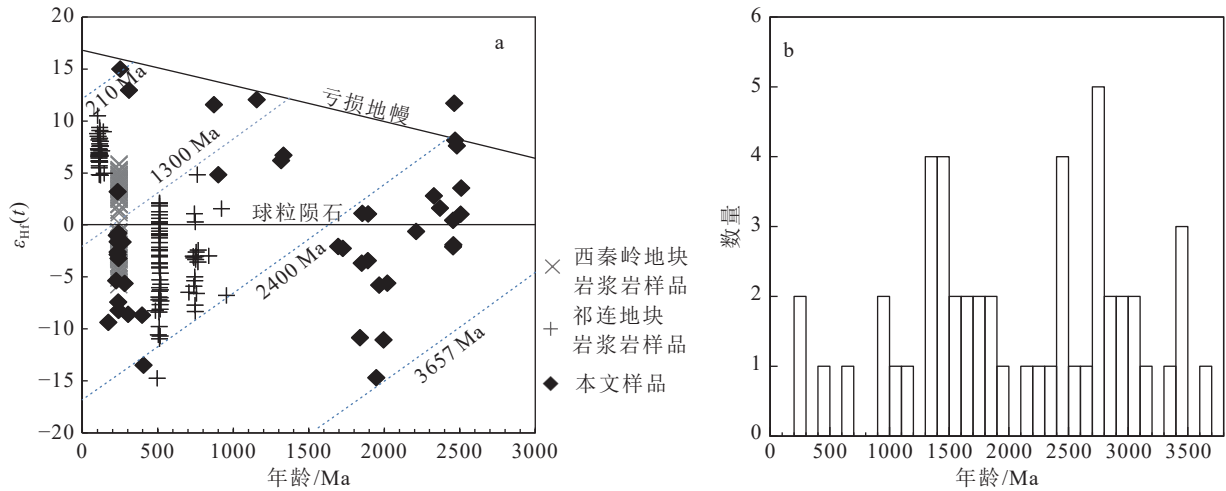


图 7 共和盆地河流碎屑锆石年龄- $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 关系图(a)与 Hf 亏损模式年龄分布直方图(b)

(a 数据据 Luo et al., 2012; Sun et al., 2013; Chen et al., 2014; Li et al., 2014, 2020)

Fig. 7 Age- $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ of detrital zircons (a) and histogram of Hf depleted mode age (b) of the detrital zircons in the river sediments from the Gonghe Basin

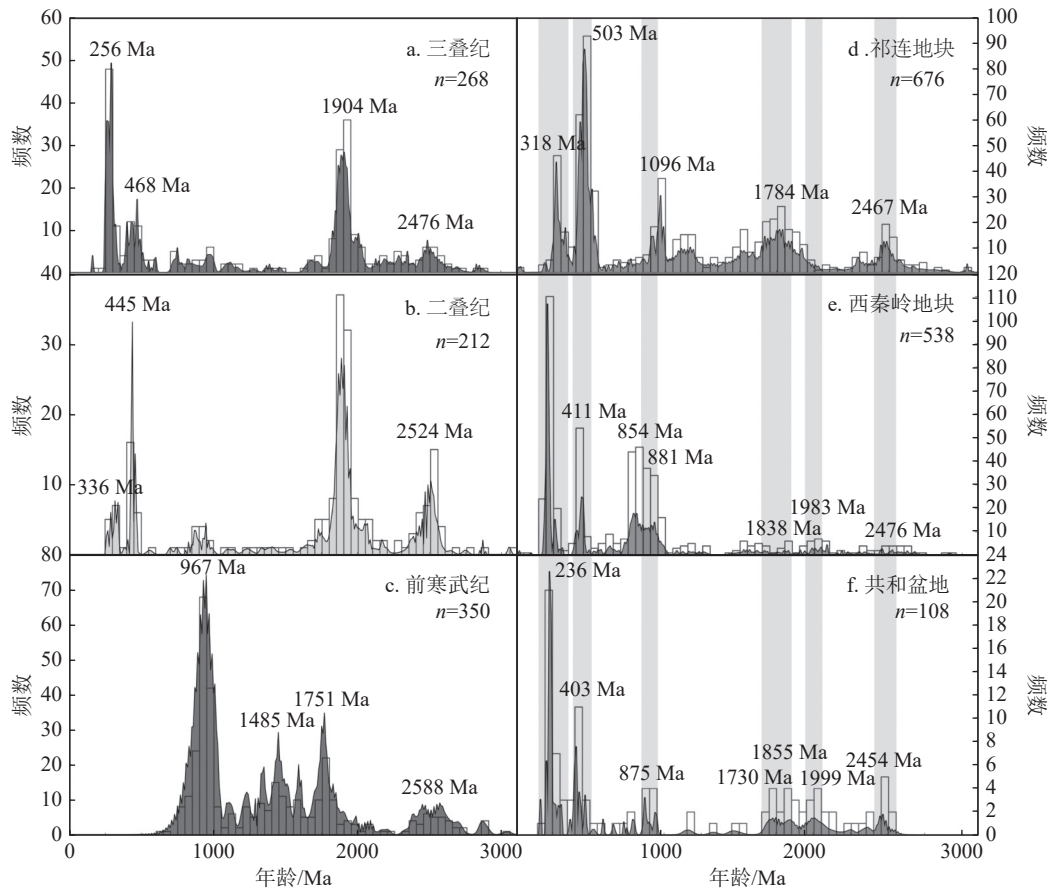


图 8 共和盆地周围前寒武纪—三叠纪不同地层沉积岩碎屑锆石 U-Pb 年龄(a~c)及相邻地块(d~f)分布模式对比图 (数据据 Kang et al., 2018; Li et al., 2019; 高翔宇, 2019; 梁国冰, 2019; 宋志杰等, 2019; 高奕霖, 2021; 孙郎等, 2022; 张帅等, 2022;)

Fig. 8 Detrital zircon U-Pb ages distribution patterns of sedimentary rocks in different strata from Precambrian to Triassic(a~c) and around the Gonghe Basin(d~f)

表 3 西秦岭和祁连地块岩浆岩体 U-Pb 年龄

Table 3 U-Pb ages of igneous rocks from west Qinling and Qilian block

地区	岩体	岩性	年龄/Ma	方法	资料来源
西秦岭地块	木勒尔-满丈岗	花岗闪长岩	224±2	TIMS	骆必继等, 2013
	黑马河岩体	花岗闪长岩	235±2	LA-ICP-MS	张宏飞等, 2006
	温泉岩体	花岗闪长岩	218±2	LA-ICP-MS	张宏飞等, 2006
	青海南山岩体	花岗闪长岩	238	LA-ICP-MS	郭安林等, 2009
	共和温泉岩体	花岗闪长岩	218±2	LA-ICP-MS	张宏飞等, 2006
	塔东岩体	花岗闪长岩	220±2	LA-ICP-MS	Yang et al., 2015
		花岗闪长岩	219±2	LA-ICP-MS	徐多勋等, 2015
	党川岩体	花岗岩	438±3	LA-ICP-MS	王婧等, 2008
	百花杂岩体	中粗粒辉长岩	434.6±1.5	LA-ICP-MS	裴先治等, 2007
	红花铺侵入体	英云闪长岩	450.5±1.8	LA-ICP-MS	王洪亮等, 2006
	唐藏岩体	石英闪长岩	454.7±1.9	LA-ICP-MS	陈隽璐等, 2008
	岩湾侵入体	含石榴子石二长花岗岩	414.3±1.9	LA-ICP-MS	王洪亮等, 2009
	流水沟杂岩体	变辉长岩、辉长闪长岩	507.5±3.0	TIMS	裴先治等, 2005
祁连地块	柯柯里岩体	石英闪长岩	500±4.6	SHRIMP	吴才来等, 2010
	柯柯里岩体	斜长花岗岩	512±1.8	SHRIMP	吴才来等, 2011
	民乐窑沟岩体	花岗闪长岩	463.2±4.7	SHRIMP	吴才来等, 2006
	牛心山岩体	花岗岩	476.7±6.6	SHRIMP	吴才来等, 2006
	野马咀花岗岩	花岗岩	508.3±4.6	SHRIMP	吴才来等, 2013

洋盆基本形成于晚寒武世—早志留世(图 9-a), 这与前人研究成果基本一致(Dong et al., 2011; 宋述光等, 2019)。

早泥盆世的碎屑锆石年龄集中在 409~395 Ma, 代表俯冲碰撞造山阶段, 峰值年龄约为 403 Ma。在晚寒武世, 商丹洋开始持续伸展并向北俯冲, 在早泥盆世碰撞闭合。该过程导致大量花岗岩侵入北秦岭, 同时在华南板块北部发育裂谷, 逐渐演变成有限的海洋盆地, 并作为一个独立的微板块从华南板块分开, 在志留纪中期形成古特提斯洋勉略洋部分(图 9-c, d)。前人在巴山地区发现大规模出露的志留纪辉绿岩岩墙群(Zhang et al., 2007)和桐柏山脉南部出露的玄武岩揭示了这一点(Dong et al., 1999)。在勉略洋的伸展发育和商丹洋的持续俯冲下, 最终在早泥盆世导致北秦岭和南秦岭碰撞(图 9-e), 这与原特提斯洋的闭合时间一致(Gehrels et al., 2011; 周瑶琪等, 2015; 李三忠等, 2016)。这一阶段的俯冲碰撞证据主要分布在研究区西秦岭西北部夏河—同仁一带, 富钾安山岩主要由洋壳俯冲碰撞作用形成, 在俯冲洋壳析出流体的交代作用下使该区的富钾安山岩具有特殊地球化学特征(李康宁等, 2020)。根据

以上岩石学特征, 结合该时期对应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值基本为负值(图 7)的证据, 可以得出大陆地壳循环强烈, 是由于洋壳闭合和大陆碰撞所致。

三叠纪的碎屑锆石年龄峰值集中在约 236 Ma, 该时期由于古特提斯洋在不同部分(勉略洋)的俯冲直至关闭(图 9-f), 该过程伴随强烈的岩浆作用(吴福元等, 2020)。古特提斯洋在晚二叠世—晚三叠世逐步向北俯冲闭合, 作为古特提斯洋东部分支的一部分, 勉略洋由东向西逐步闭合, 并在晚三叠世俯冲碰撞作用结束, 此时西秦岭地块进入后碰撞板内伸展阶段(赵金祥等, 2021; Zou et al., 2022)。夏河—合作地区的含矿高钾钙碱性花岗质岩石结晶于约 241 Ma, 被认为是形成于俯冲背景下活动大陆边缘的地壳部分熔融(Wang et al., 2020); 尖扎地区年龄为 251~242 Ma 的蛇绿岩套具有典型中性—镁铁—超镁铁质岩的特征, 反映了古特提斯洋的向北俯冲(Li et al., 2014); 泽库县以北麦秀地区高镁辉石安山岩的 U-Pb 年龄为 234±3 Ma, 表明岩浆在三叠纪晚期喷发, 可能源于北俯冲的古特提斯洋沉积盖层的熔体与初始碰撞阶段覆盖地幔楔的玄武岩熔体之间的混合(Li et al., 2013)。研究区此阶段形成的锆石数量占

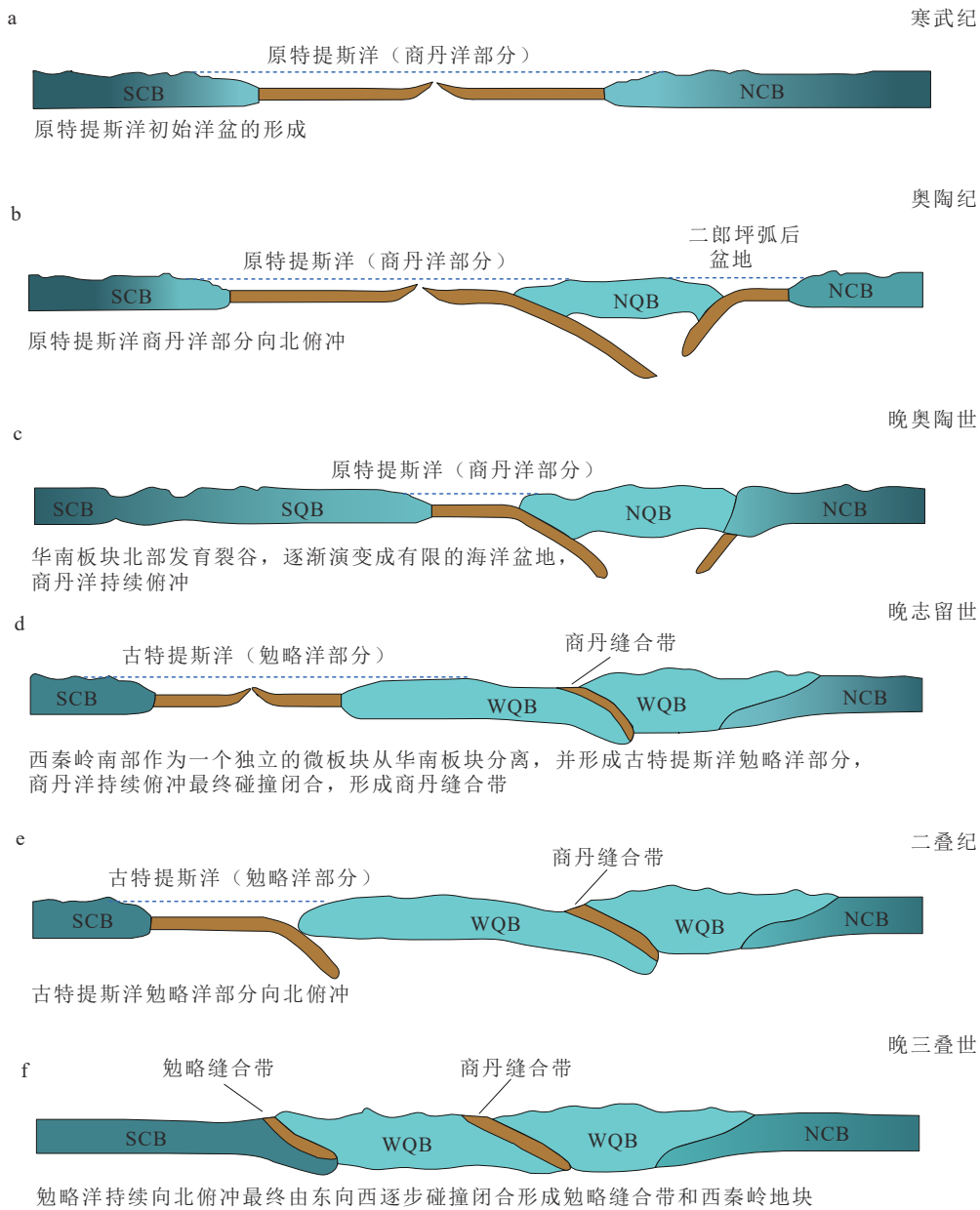


图9 西秦岭地块构造演化历史示意图 (据 Dong et al., 2011; Li et al., 2019)

Fig. 9 Tectonic evolution of the Western Qinling Block

SCB—华南板块; NCB—华北板块; NQB—北秦岭地块; SQB—南秦岭地块; WQB—西秦岭地块

总数的 29%, 可能与该时期洋壳俯冲碰撞等强烈构造岩浆活动有关。本文三叠纪数据绝大部分碎屑锆石具有负的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 揭示在上述构造岩浆活动中地壳的演化以古老地壳重熔为主。

4.3 区域地壳演化

曲什安河与西河发源于共和盆地东南部, 属西秦岭地块西延部分, 结合其锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素特征, 判断曲什安河与西河碎屑沉积物由西秦岭地块和祁连地块叠加提供。河流碎屑沉积物不仅

能够反映源区的地质体平均组成, 而且可以代表西秦岭地块和祁连地块的形成与演化历史。根据样品碎屑锆石 U-Pb 年龄和 Hf 亏损模式年龄可以得出研究区的累积概率曲线 (图 10)。

从图 10 可以看出, Hf 亏损模式年龄在 3.0 Ga 之前的累积概率为 13.7%, 说明地壳从形成开始到 3.0 Ga 左右的生长速率十分缓慢, 结合 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值可以判断, 该阶段地壳有部分幔源物质参与; 到 2.7 Ga 左右, 累积概率达到 33%, 说明这段时期地壳迎来了短

暂的快速生长阶段,这可能与西秦岭古老基底的形成相对应;在 2.7~1.3 Ga,地壳进入主要增生阶段,累积概率从 33% 上升至 84%,该阶段地壳生长以一定的速率相对缓慢生长,并通过古老地壳重熔基本形成了大部分地壳主体,也是西秦岭地块主要的地壳增生阶段;Hf 亏损模式年龄在 0.5 Ga 左右时,累积概率达到 96%,并在 0.28 Ga 完全停止地壳生长;结合 U-Pb 年龄发现,500 Ma 之后地壳发生了强烈的岩浆活动,但地壳生长十分缓慢,表明该时期地壳成分以古老地壳再循环为主,仅有少量的新生地壳产生。

通过曲什安河与西河的 Hf 亏损模式年龄,定性讨论了西秦岭地块共和盆地地壳生长过程中存在新生地壳的和重熔地壳成分,但是并不能定量地说明各自所占的比例。近年来,前人针对大陆地壳增生与古老物质重熔再造进行了定量研究,并取得了新进展 (Lizuka et al.,2010; Bao et al.,2013; Kang et al.,2018)。Lizuka et al.(2010) 进一步提出,可以定量计算古老地壳重熔和新生地壳的产生所占比例的公式(公式 1~4)。

$$\left[\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right]_{t_n}^{\text{GC}} = \alpha_n \left[\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right]_{t_n}^{\text{RC}} + (1 - \alpha_n) \times \left[\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right]_{t_n}^{\text{DM}} \quad (1)$$

$$\left[\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right]_{t_n}^{\text{RC}} = x \left[\sum_0^{n-1} a_i \left(\left[\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right]_{t_i}^{\text{GC}} + \left[\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right]_{t_i}^{\text{granitoid}} \right) \right] + (1 - x) \left[\sum_0^{n-1} a_i \left(\left[\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right]_{t_i}^{\text{DM}} + \left[\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right]_{t_i}^{\text{mafic}} \right) \right] \quad (2)$$

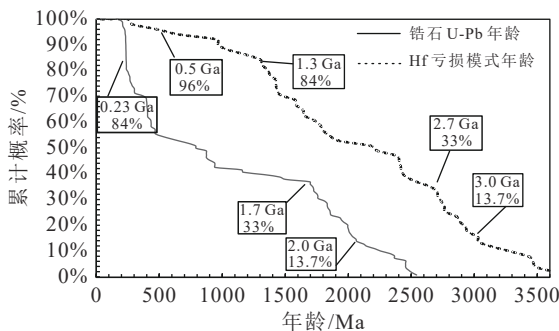


图 10 共和盆地河流碎屑锆石 U-Pb 年龄与 Hf 亏损模式年龄累积概率曲线

Fig. 10 Cumulative probability curves of U-Pb age and Hf depleted mode age of detrital zircon in the river sediments from the Gonghe Basin

$$x = \frac{m_{\text{granitoid}} C_{\text{granitoid}}^{\text{Hf}}}{m_{\text{granitoid}} C_{\text{granitoid}}^{\text{Hf}} + m_{\text{mafic}} C_{\text{mafic}}^{\text{Hf}}} = \frac{1}{1 + \left(\frac{m_{\text{mafic}}}{m_{\text{granitoid}}} \right) \left(\frac{C_{\text{mafic}}^{\text{Hf}}}{C_{\text{granitoid}}^{\text{Hf}}} \right)} \quad (3)$$

$$\sum_0^{n-1} a_i = 1 \quad (4)$$

使用公式(1)计算在第 n 次事件期间形成的花岗岩地壳在第 n 次事件时的初始 Hf 同位素比值;首字母缩写词 GC、RC 和 DM 分别代表花岗质地壳、改造地壳成分和亏损地幔, a_i 是第 i 次事件期间形成的先存地壳对基于 TDM2 百分比的改造地壳成分的贡献。本文假设各个先存地壳的贡献率相等,使用公式(2)计算在 t_n 时的第 n 次事件期间形成的重熔地壳的 Hf 同位素比值。 X 项表示花岗岩的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值与镁铁质岩石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值之比,可以使用公式(3)得到。 $C_{\text{granitoid}}^{\text{Hf}}$ 和 $C_{\text{mafic}}^{\text{Hf}}$ 分别是花岗岩和镁铁质岩石中 Hf 的含量,取值 9.0×10^{-6} (Vervoort et al.,1996) 和 1.9×10^{-6} (Rudnick et al.,1995);此外, $m_{\text{granitoid}}$ 和 m_{mafic} 是花岗质岩石和镁铁质岩石的质量。使用的 λ_{Lu} 值为 $1.867 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ (Söderlund et al.,2004) 和 $[^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}]^{\text{granitoid}}$ 花岗岩、 $[^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}]^{\text{mafic}}$ 镁铁质和 $[^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}]^{\text{DM}}$ 值分别为 0.015、0.021 和 0.0384 (Griffin et al.,2000)。此外,亏损地幔的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.281720。

根据上述公式,以本文最古老的碎屑锆石 Hf 亏损模式年龄 3.6 Ga 为起点,200 Ma 为一次计算步长,利用曲什安河与西河河流碎屑沉积物(QS0729S 和 HHZ0730-3S)计算物源区各时段的地壳重熔比例,经过多次模拟计算得出结果(图 11)。2.4~2.2 Ga,研究区以新生地壳为主,古老地壳重熔只占 22%;1.8~1.5 Ga,地壳重熔率上升至 52% 左右,说明

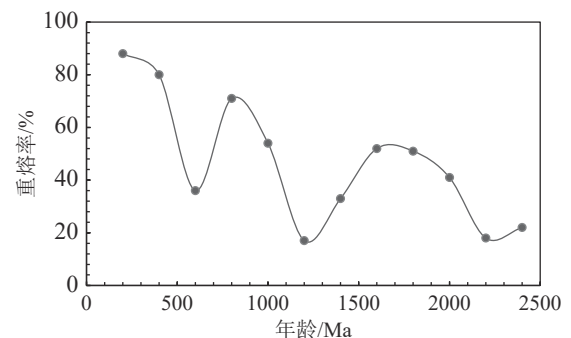


图 11 共和盆地河流碎屑沉积物源区各时段重熔率

Fig. 11 Remelting rate of each period in the provenance of detrital river sediments from the Gonghe basin

该时期新生地壳与重熔地壳的贡献相当; 1.0~0.8 Ga, 地壳演化由同比例贡献逐步形成以古老地壳重熔为主导的演化趋势; 0.5 Ga 以来, 结合曲什安河与西河河流碎屑沉积物 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值反映的物源区地壳以古老地壳重熔为主, 随着年龄减小, 壳内再循环的趋势增强。这一阶段重熔率从 36% 达到 88%, 物源区经历了强烈的岩浆活动和构造事件, 如古特提斯洋俯冲碰撞、造山带板内伸展等。西秦岭地块同仁岩体中花岗闪长岩的侵位时间约为 241 Ma, 与阿夷山花岗闪长岩体(241.6 Ma)、双蓬溪花岗闪长花岗岩(242 Ma)、梅屋岩体(245~242 Ma)和夏河岩体(248~244 Ma)同时代。这些岩浆岩体的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为负值且 Hf 亏损模式年龄集中在 2.0~1.3 Ga(Luo et al., 2012; 韦萍等, 2013; 徐学义等, 2014; 骆必继等, 2012; 马超等, 2019), 表明在早三叠世俯冲环境下, 陆壳组分参与俯冲的程度较高(周瑶琪等, 2015), 西秦岭地块在该时期都以壳源物质重熔为主。本文中中生代和古生代锆石数量占总数的 46%, 所以曲什安河与西河古生代河流碎屑锆石可以很好地记录物源区该时期的演化信息。这也与前人(易愷等, 2016; Feng et al., 2018; 谭人文等, 2020)的认识吻合。

5 结 论

(1) 共和盆地曲什安河与西河河漫滩碎屑沉积物样品(QS0729S 和 HHZ0730-3S)中的碎屑锆石 U-Pb 年龄划分为 309~172 Ma、471~368 Ma、943~737 Ma、2368~1694 Ma、2543~2453 Ma 五个年龄组段。

(2) 通过对碎屑锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素特征的对比研究, 得出曲什安河与西河河流沉积物主要由西秦岭地块提供。因此, 曲什安河与西河河流沉积碎屑锆石样品能够有效地反映西秦岭地块的地壳演化历史。

(3) 曲什安河与西河河流沉积物源区大陆地壳形成于 3.6 Ga 之后; 2.7~1.3 Ga 是地壳主要增生期, 形成了现今地壳的 84%; 约 0.5 Ga 以来, 地壳增长以古老地壳物质再循环为主, 并在 0.28 Ga 左右地壳停止了生长。

(4) 共和盆地河流碎屑沉积物源区大陆地壳各时期均有古老地壳的重熔和新生地壳的产生。自太古宙—中元古代, 新生地壳的产生和古老地壳的重熔处于同比例贡献; 中元古代末期—新元古代, 地壳

生长从新生地壳增生逐步转换为以古老地壳重熔为主导的演化形式; 自早古生代开始, 地壳重熔率逐渐升高, 最高达到 88%。

参考文献

- Bao C, Chen Y L, Guo R, et al. 2013. Growth rate of continental crust in the northeast margin of the North China Craton: Constraints from the U-Pb dating and Lu-Hf isotopes of detrital zircons from the Laoha River[J]. *Geochemical Society of Japan*, 47(5): 547-565.
- Cédric C, Bernard L, Serge F, et al. 2006. Sequence stratigraphy and tectonosedimentary history of the Upper Jurassic of the Eastern Paris Basin (Lower and Middle Oxfordian, Northeastern France)[J]. *Sedimentary Geology*, 197(3): 235-266.
- Chen Y X, Song S G, Niu Y L, et al. 2014. Melting of continental crust during subduction initiation: A case study from the Chaidanuo peraluminous granite in the North Qilian suture zone[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 132: 311-336.
- Dong Y P, Zhang G W, Lai S C, et al. 1999. An ophiolitic tectonic melange first discovered in Huashan area, south margin of Qinling Orogenic Belt, and its tectonic implications[J]. *Science in China (Series D): Earth Sciences*, 42(3): 292-302.
- Dong Y P, Zhang G W, Neubauer F, et al. 2011. Tectonic evolution of the Qinling orogen, China: Review and synthesis[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3): 213-237.
- Dong Y P, Liu X M, Neubauer F, et al. 2013. Timing of Paleozoic amalgamation between the North China and South China Blocks: Evidence from detrital zircon U-Pb ages[J]. *Tectonophysics*, 586: 173-191.
- Fang X M, Zhang W L, Meng Q Q, et al. 2007. High-resolution magnetostratigraphy of the Neogene Huaitoutala section in the eastern Qaidam Basin on the NE Tibetan Plateau, Qinghai Province, China and its implication on tectonic uplift of the NE Tibetan Plateau[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1): 293-306.
- Feng Y F, Zhang X X, Zhang B, et al. 2018. The geothermal formation mechanism in the Gonghe Basin: Discussion and analysis from the geological background[J]. *China Geology*, 1(3): 331-345.
- Gehrels G, Kapp P, DeCelles P, et al. 2011. Detrital zircon geochronology of pre-Tertiary strata in the Tibetan-Himalayan orogen[J]. *Tectonics*, 30(5): 127-149.
- Goldstein S L, Arndt L T, Stallard R F. 1997. The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediments[J]. *Chemical Geology*, 139(1): 271-286.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LA-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 133-147.
- Iizuka T, Komiya T, Rino S, et al. 2010. Detrital zircon evidence for Hf isotopic evolution of granitoid crust and continental growth[J].

- Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(8): 2450–2472.
- Iizuka T, Yamaguchi T, Itano K, et al. 2017. What Hf isotopes in zircon tell us about crust–mantle evolution[J]. *Lithos*, 274/275: 304–327.
- Kang H, Chen Y L, Li D P, et al. 2018. Zircon U–Pb ages and Hf isotopic compositions of fluvial sediments from the Huangshui, Beichuan, and Xichuan rivers, Northwest China: Constraints on the formation and evolution history of the Central Qilian Block[J]. *Geochemical Society of Japan*, 52(1): 37–57.
- Li D P, Chen Y L, Zhou J, et al. 2019. Continuity of the Western Qinling and Qaidam–Qilian blocks: Evidence from Precambrian and Permian–Triassic strata around the Gonghe Basin area, NW China[J]. *Lithos*, 55(5): 3601–3614.
- Li W, Neubauer F, Liu J Y, et al. 2013. Paleozoic evolution of the Qimantagh magmatic arcs, Eastern Kunlun Mountains: Constraints from zircon dating of granitoids and modern river sands[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 77: 183–202.
- Li X W, Mo X X, Bader T, et al. 2014. Petrology, geochemistry and geochronology of the magmatic suite from the Jianzha Complex, central China: Petrogenesis and geodynamic implications[J]. *Journal of Asian Earth Science*, 95: 164–181.
- Li X W, Mo X X, Yu X H, et al. 2013. Petrology and geochemistry of the early Mesozoic pyroxene andesites in the Maixiu Area, West Qinling, China: Products of subduction or syn–collision?[J]. *Lithos*, 172/173: 158–174.
- Luo B J, Zhang H F, Lü X B. 2012. U–Pb zircon dating, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic compositions of Early Indosinian intrusive rocks in West Qinling, central China: petrogenesis and tectonic implications[J]. *Science in China (Series D): Earth Science*, 164(4): 551–569.
- Rudnick R L, Fountain D M. 1995. Nature and Composition of the Continental Crust: A Lower Crustal Perspective[J]. *Reviews of Geophysics*, 3: 267–309.
- Söderlund U, Patchett J, Vervoort J, et al. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3): 311–324.
- Sun J G, Han S J, Zhang Y, et al. 2013. Diagenesis and metallogenetic mechanisms of the Tuanjiegou gold deposit from the Lesser Xing'an Range, NE China: Zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopic constraints[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 62: 373–388.
- Vervoort J D, Patchett P J. 1996. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 19: 3717–3733.
- Wang J, Yu H C, He D Y, et al. 2020. Geochronology and geochemistry of the Yidi'an quartz diorite in the West Qinling, China: implications for evolution of the Palaeo–Tethys Ocean[J]. *Wiley*, 56(4): 2277–2295.
- Wu F, Yang J, Wilds S, et al. 2007. Detrital zircon U–Pb and Hf isotopic constraints on the crustal evolution of North Korea[J]. *Precambrian Research*, 159(3): 155–177.
- Yang G X, Yang S, Wei L, et al. 2015. Petrogenesis and geodynamic significance of the Late Triassic Tadong adakitic pluton in West Qinling, central China[J]. *International Geology Review*, 57(13): 1755–1771.
- Yang L M, Song S G, Mark A, et al. 2014. Oceanic accretionary belt in the West Qinling Orogen: Links between the Qinling and Qilian orogens, China[J]. *Gondwana Research*, 2018, 64: 137–162.
- Zhang L C, Gao S, Yuan L H, et al. 2007. Sr–Nd–Pb isotopes of the Early Paleozoic mafic–ultramafic dykes and basalts from South Qinling belt and their implications for mantle composition[J]. *Springer Science and Business Media LLC*, 50(9): 1293–1301.
- Zhao T Y, Feng Q L, Metcalfe L, et al. 2017. Detrital zircon U–Pb–Hf isotopes and provenance of Late Neoproterozoic and Early Paleozoic sediments of the Simao and Baoshan blocks, SW China: Implications for Proto–Tethys and Paleo–Tethys evolution and Gondwana reconstruction[J]. *Gondwana Research*, 51: 193–208.
- Zou F H, Deng L H, Santosh S, et al. 2022. Petrogenesis of the Permian granitoids in the western Gonghe basin, NE Tibetan Plateau (China): Implications for the Late Paleozoic tectonic evolution of the Paleo–Tethys Ocean[J]. *Lithos*, 426/427: 106778.
- 操雨森, 黄始琪, 周炜鉴, 等. 2020. 西秦岭天水关子镇变玄武岩的地球化学特征及大地构造环境[J]. *地质论评*, 66(3): 625–636.
- 常宏, 金章东, 安芷生. 2009. 青海南山隆起的沉积证据及其对青海湖–共和盆地构造分异演化的指示[J]. *地质论评*, 55(1): 49–57.
- 陈隽璐, 徐学义, 王洪亮, 等. 2008. 北秦岭西段唐藏石英闪长岩岩体的形成时代及其地质意义[J]. *现代地质*, 22(1): 8–31.
- 陈希节, 贡晓瑞, 雷敏, 等. 2020. 青海共和盆地中三叠世花岗岩组合岩石成因: 地球化学、锆石 U–Pb 年代学及 Hf 同位素约束[J]. *岩石学报*, 36(10): 3152–3170.
- 陈岳龙, 李大鹏, 周建, 等. 2008. 中国西秦岭碎屑锆石 U–Pb 年龄及其构造意义[J]. *地学前缘*, (4): 88–107.
- 冯益民, 曹宣铎, 张二朋, 等. 2003. 西秦岭造山带的演化、构造格局和性质[J]. *西北地质*, (1): 1–10.
- 高翔宇. 2019. 西秦岭临潭地区晚古生代沉积地层地质特征及地质意义[D]. 长安大学硕士学位论文: 1–18.
- 高奕霖. 2021. 祁连造山带前寒武纪基底岩系碎屑锆石年代学及其构造意义[D]. 西北大学硕士学位论文: 23–34.
- 郭安林, 张国伟, 强娟等. 2007. 青藏高原东北缘印支期宗务隆造山带[J]. *岩石学报*, 25(1): 1–12.
- 郭安林, 张国伟, 孙延贵, 等. 2009. 青海省共和盆地周缘晚古生代镁铁质火山岩 Sr–Nd–Pb 同位素地球化学及其地质意义[J]. *岩石学报*, (4): 747–754.
- 何梦颖. 2014. 长江河流沉积物矿物学、地球化学和碎屑锆石年代学溯源踪研究[D]. 南京大学博士学位论文: 48–94.
- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA–MC–ICP–MS 锆石微区原位 U–Pb 定年技术[J]. *矿床地质*, 28(4): 481–492.
- 侯可军, 李延河, 邹天人, 等. 2007. LA–MC–ICP–MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用[J]. *岩石学报*, (10): 2595–2604.
- 孔令添, 黎敦朋, 张森琦, 等. 2019. 青海共和盆地东部曲乃亥花岗岩闪长岩锆石 U–Pb 定年及地球化学特征[J]. *地质找矿论丛*, 34(3): 423–431.
- 李康宁, 刘伯崇, 狄永军. 2020. 三叠纪西秦岭西北部洋俯冲的记录: 来

- 自镁安山岩/高镁安山岩的证据[J]. *中国地质*, 47(3): 709–724.
- 李三忠, 赵淑娟, 余珊, 等. 2016. 东亚原特提斯洋(Ⅱ): 早古生代微陆块亲缘性与聚合[J]. *岩石学报*, 32(9): 2628–2644.
- 梁国冰. 2019. 西秦岭临潭地区三叠纪地层地质特征与物源分析[D]. 长安大学硕士学位论文: 3–34.
- 骆必继, 张宏飞, 肖尊奇. 2012. 西秦岭印支早期美武岩体的岩石成因及其构造意义[J]. *地学前缘*, 19(3): 199–213.
- 骆必继. 2013. 西秦岭造山带印支期岩浆作用及深部过程[D]. 中国地质大学(北京)博士学位论文: 4–78.
- 马超, 汤艳杰, 英基丰. 2019. 俯冲带岩浆作用与大陆地壳生长[J]. *地球科学*, 44(4): 1128–1142.
- 裴先治, 李佐臣, 丁仁平, 等. 2005. 西秦岭天水地区岛弧型基性岩浆杂岩的地球化学特征及形成时代[J]. *中国地质*, (4): 529–540.
- 裴先治, 丁仁平, 张国伟, 等. 2007. 西秦岭天水地区百花基性岩浆杂岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及地球化学特征[J]. *中国科学*, 37(A01): 11–35.
- 宋述光, 吴珍珠, 杨立明, 等. 2019. 祁连山蛇绿岩带和原特提斯洋演化[J]. *岩石学报*, 35(10): 2948–2970.
- 宋志杰, 刘文灿, 张宏远, 等. 2019. 祁连山西段玉石沟地区上二叠统砂岩碎屑锆石年代学及其地质意义[J]. *现代地质*, 33(1): 112–120.
- 孙郎, 杨传, 孙智新, 等. 2022. 中祁连山前寒武纪地层时代新认识: 肃北地区石板墩铁矿的碎屑锆石 U-Pb 年代学[J]. *地层学杂志*, 46(3): 215–229.
- 孙延贵. 2004. 西秦岭-东昆仑造山带的衔接转换与共和坳拉谷[D]. 西北大学博士学位论文: 13–59.
- 谭人文, 王永, 陈柏林, 等. 2020. 西秦岭何家庄-老虎窑岩体 U-Pb 年龄和成因及其对板块俯冲时间的限定[J]. *中国地质*, 47(4): 1155–1172.
- 王洪亮, 何世平, 陈隽璐, 等. 2006. 北秦岭西段红花铺俯冲型侵入体 LA-ICPMS 定年及其地质意义[C]// 2006 年全国博士生学术论坛: 28–56.
- 王洪亮, 徐学义, 陈隽璐, 等. 2009. 北秦岭西段岩湾加里东期碰撞型侵入体形成时代及地球化学特征[J]. *地质学报*, 83(3): 12–39.
- 王婧, 张宏飞, 徐旺春, 等. 2008. 西秦岭党川地区花岗岩的成因及其构造意义[J]. *地球科学—中国地质大学学报*, (4): 474–486.
- 韦萍, 莫宣学, 喻学惠, 等. 2013. 西秦岭夏河花岗岩的地球化学、年代学及地质意义[J]. *岩石学报*, 29(11): 3981–3992.
- 吴才来, 姚尚志, 杨经绥, 等. 2006. 北祁连山早古生代双向俯冲的花岗岩证据[J]. *中国地质*, 33(6): 1197–1208.
- 吴才来, 徐学义, 高前明, 等. 2010. 北祁连山早古生代花岗岩浆作用及构造演化[J]. *岩石学报*, (4): 18–42.
- 吴才来, 雷敏, 武秀萍, 等. 2011. 南秦岭新院岩体及其包体的锆石 SHRIMP U-Pb 定年和意义[J]. *地质论评*, (6): 17–45.
- 吴才来, 刘春花, 鄯源红, 等. 2013. 南秦岭麻池河乡和沙河湾花岗岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学及 Lu-Hf 同位素组成[J]. *地学前缘*, (5): 21–51.
- 吴福元, 万博, 赵亮, 等. 2020. 特提斯地球动力学[J]. *岩石学报*, 36(6): 1627–1674.
- 徐多勋, 杨拴海, 李瑞保, 等. 2015. 西秦岭西段塔洞花岗闪长岩体年代学、地球化学特征及其地质意义[J]. *地球科学与环境学报*, 37(3): 12.
- 徐学义, 陈隽璐, 高婷, 等. 2014. 西秦岭北缘花岗岩浆作用及构造演化[J]. *岩石学报*, 30(2): 371–389.
- 易恒, 吴元保. 2016. 秦岭造山带武关和刘岭单元变沉积岩碎屑锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素研究及其地质意义[C]// 2016 中国地球科学联合学术年会论文集: 4–27.
- 余珊. 2015. 全球背景下中国华北与华南板块重建: 从 Rodinia 裂解到 Gondwana 形成[D]. 中国海洋大学博士学位论文: 24–78.
- 杨明桂, 王光辉. 2019. 华南陆区板块活动与构造体系的形成演化——纪念李四光先生诞辰 130 周年[J]. *地质学报*, 93(3): 528–544.
- 张国伟, 郭安林, 姚安平. 2004. 中国大陆构造中的西秦岭—松潘大陆构造结[J]. *地学前缘*, (3): 23–32.
- 张宏飞, 陈岳龙, 徐旺春, 等. 2006. 青海共和盆地周缘印支期花岗岩类的成因及其构造意义[J]. *岩石学报*, (12): 2910–2922.
- 张帅, 王超, 郝江波, 等. 2022. 中祁连党河南山—木里地区早古生代火山—沉积岩系锆石 U-Pb 年代学、物源示踪及其地质意义[J]. *岩石学报*, 38(3): 813–842.
- 张英利, 王宗起. 2011. 西秦岭造山带徽县—成县盆地早白垩世沉积物源分析——锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学的约束[J]. *地质通报*, 30(1): 37–50.
- 赵金祥, 李玮, 康文彬. 2021. 勉略构造带构造变形过程及其地质意义[J]. *地质学报*, 95(11): 3220–3233.
- 赵无忌. 2015. 黄河上游贵德盆地滑坡泥石流扇发育特征及地貌演化过程[D]. 中国地质大学(北京)博士学位论文: 24–58.
- 周瑶琪, 姚旭. 2015. 原特提斯洋到古特提斯洋的演化——来自热水硅质岩的沉积记录[C]// 2015 年全国沉积学大会沉积学与非常规资源论文摘要集: 224–248.