

## مطالعه بلورهای زیرکن: راهبردی برای تشخیص خاستگاه، ماهیت و دمای تبلور ماگماهای ریولیتی

محبوبه جمشیدی بدر<sup>۱\*</sup>، صدرالدین امینی<sup>۲</sup> و نرگس سادات فرامرزی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۳۶۹۷ - ۱۹۳۹۵، ایران

<sup>۲</sup> گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

<sup>۳</sup> واحد تحقیق و توسعه، شرکت پارس کانی، تهران، ایران

### چکیده

با توجه به این که تبلور زیرکن تابعی از دما، ترکیب شیمیایی و میزان آب ماگماست و شکل و اندازه آن به سرعت تبلور و میزان اشباع‌شدگی ماگما نسبت به عنصر زیرکنیم بستگی دارد، لذا در این مطالعه به بررسی بلورهای زیرکن ریولیت‌های سازند هرمز در چهار گنبد نمکی مختلف (گچین، بندر معلم، جزیره هرمز و جزیره لارک) پرداخته شده است. زیرکن درون این واحدهای سنگی از نظر ریخت‌شناسی اغلب در گستره‌های P3 و P4 و به میزان کمتر در گستره‌های P5، P2 و S15 قرار می‌گیرند. ریخت‌شناسی زیرکن‌ها، نبود برهم‌رشدی هیدروزیترکن و میانبارهای آپاتیت یا مونازیت در آنها گویای تبلور زیرکن‌های مطالعاتی از ماگماهای ریولیتی با خاستگاه نوع I است. ریخت‌شناسی زیرکن به ماهیت نسبتاً قلیایی و خشک ماگمای مولد نیز اشاره دارد. حداقل دمای تبلور زیرکن‌ها بر اساس ریخت‌شناسی زیرکن، دماسنجی اشباع زیرکن و ژئوشیمی سنگ کل، ۷۵۰ تا ۸۴۰ °C محاسبه شده است. مشاهده بلورهای شکل‌دار و طویل زیرکن در کنار زیرکن‌های کوتاه نشان‌دهنده فوق‌اشباع بودن ماگمای مولد از زیرکنیم از ابتدای تبلور است و منطقه‌بندی باریک و نزدیک به هم این زیرکن‌ها آن را تایید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: زیرکن، دماسنجی، خاستگاه، ریولیت، گنبد‌های نمکی زاگرس

### مقدمه

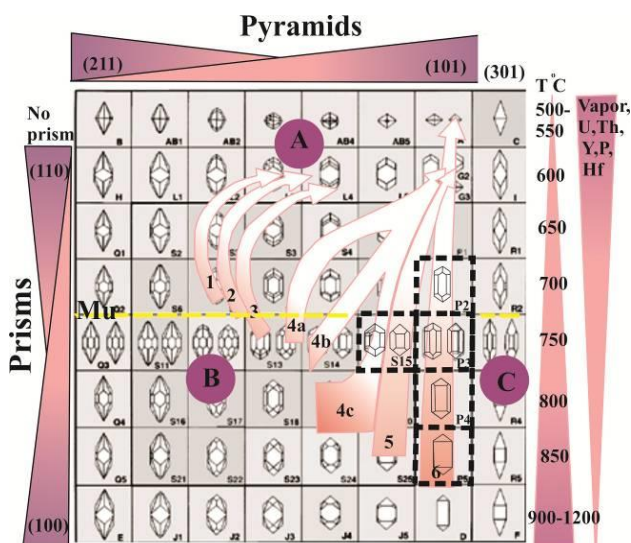
(Hoskin and Schaltegger, 2004). مقاومت شیمیایی،

مکانیکی و نقطه ذوب این کانی به حدی بالا است که می‌تواند میلیون‌ها سال با کمترین تغییر در پوسته زمین باقی مانده و در برابر فرایندهای هوازدگی، دگرگونی و

زیرکن در گستره وسیعی از سنگ‌های پوسته‌ای تا زینولیت‌های گوشته‌ای، سنگ‌های ماه، شهاب سنگ‌ها و تاکتیت‌ها مشاهده می‌شود (Heaman *et al.*, 1990);

\* m\_jamshidi@pnu.ac.ir

رشد نسبی اشکال منشوری با دمای تبلور رابطه مستقیم دارد. به عبارتی زیرکن‌های متبلور شده از مایعات پرآلومین، دارای هرم‌هایی با فرم توسعه یافته {۲۱۱} و زیرکن‌های تبلور یافته در شرایط پرآلکالن دارای هرم‌هایی با فرم توسعه یافته {۱۰۱} هستند (شکل ۱).



شکل ۱- تعیین دما، ترکیب شیمیایی، خاستگاه و سری ماگمایی مادر با استفاده از ریخت‌شناسی زیرکن Pupin (۱۹۸۰). موقعیت زیرکن‌های مطالعاتی در این نمودار با خطوط نقطه چین مشخص شده است. A: محدوده گرانیت‌های آلومینوس با خاستگاه پوسته‌ای؛ B: محدوده گرانیت‌های کالک‌آلکالن با خاستگاه پوسته‌ای و گوشته‌ای؛ C: محدوده گرانیت‌های آلکالن با خاستگاه گوشته‌ای.

آب نیز نقش مهمی در تبلور زیرکن دارد و فرم‌های {۱۱۰} و {۱۰۱} زیرکن گرانیت‌ها و پگماتیت‌های اشباع از آب توسعه یافته‌تر است. در ماگماهای فقیر از آب، زیرکن طی یک دوره ماگمایی اولیه مشخص متبلور و سپس تبلور آن خاتمه می‌یابد در صورتی که در ماگماهای غنی از آب، تبلور زیرکن از ابتدای تبلور (از ابتدای اشباع‌شدگی از Zr) آغاز شده و در پایان تبلور با تشکیل هیدروزیرکن غنی از عناصر کمیاب (U, Th و Y) خاتمه می‌یابد (Pupin, 1980; Corfu et al., 2004; )

حتی آناتکسی مقاوم باشد. شکل خارجی و بافت درونی زیرکن بیانگر تاریخچه زمین‌شناسی این کانی است. به عبارتی از بافت بلورهای زیرکن می‌توان جهت تشخیص فرایندهای ماگمایی، دگرگونی و تبلور مجدد استفاده نمود (Corfu et al., 2004; Shabanian Broujeni et al., 2009). به علت مقاومت بالای زیرکن در طی تحولات ماگمایی (از زمان تشکیل در خزینه ماگمایی تا فوران ماگما و پس از آن) دسته‌بندی ژنتیک این کانی برای انواع سنگ‌های گرانیتویدی درونی و خروجی کاربرد دارد (Belousova et al., 2006).

زیرکن در سیستم تبلور مربعی (Tetragonal) و به صورت بلورهای منشوری با نسبت پهنا به طول یک تا یک پنجم (۱/۵) متبلور می‌شود. پایین بودن مقدار پهنا نسبت به طول در این کانی (در حدود ۱/۱۰) نشانه تبلور سریع ماگمای مادر است (Corfu et al., 2004). علاوه بر موارد ذکر شده، زیرکن به فراگیری عناصر کمیاب تمایل زیادی دارد و بررسی منطقه‌بندی آن (که معرف تغییرات عناصر طی تحولات ماگمایی است) بر اهمیت مطالعه این کانی می‌افزاید (Watson, 1996; Watson and Cehriak, 1997; Belousova et al., 2006; Shabanian Broujeni et al., 2009).

پژوهشگران بسیاری نشان داده‌اند که رابطه نزدیکی بین ریخت‌شناسی زیرکن، خاستگاه، تحولات، ترکیب شیمیایی و جایگاه زمین‌شناسی ماگمای مولد آن وجود دارد (Pupin, 1980; Krasnobayev, 1986; Wang, 1998; Wang and Kienast, 1999; Berezhnaya, 1999). به‌عنوان مثال، Pupin (۱۹۸۰)، برای نخستین بار بلورهای زیرکن را براساس رشد نسبی اشکال منشوری {۱۰۰} نسبت به {۱۱۰} و اشکال هرمی {۲۱۱} نسبت به {۱۰۱} رده‌بندی کرد. وی نشان داد که رشد نسبی اشکال هرمی با ترکیب شیمیایی (نسبت Al/(Na+K) یا ایندکس A) و

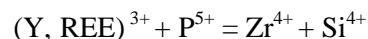
(Shabanian Broujeni *et al.*, 2009).

علاوه بر موارد ذکر شده؛ با بررسی ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن در سنگ‌های گرانیتی می‌توان سه گروه گرانیت‌های I (گرانیت‌های دما بالای تولییتی و آلکالن)، S (گرانیت‌های دما متوسط مشتق شده از پوسته یا آلومینوس) و گرانیت‌های دو رگه (گرانیت‌های دما پایین سری آهکی - قلیایی و نیمه قلیایی) را از یکدیگر تفکیک نمود (Pupin, 1980) (شکل ۱).

به عقیده Pupin (۱۹۸۰)، دمای ماگما مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده رشد نسبی اشکال مختلف منشوری در بلورهای زیرکن است؛ بنابراین می‌توان از شکل بلور زیرکن به‌عنوان زمین‌دماسنج نیز استفاده نمود. اما به عقیده Vavra (۱۹۹۰)، نرخ رشد و متعاقباً اندازه بلورهای زیرکن توسط فوق‌اشباع بودن مذاب از زیرکنیم و میزان عناصر کمیاب کنترل می‌شود و این عوامل نقش مهمتری نسبت به دما دارند. به عقیده وی ریخت‌شناسی هرم‌ها (مثلاً {۲۱۱} در برابر {۱۰۱}) اصولاً با عناصر کمیاب خارجی کنترل می‌شود؛ در حالی که فرم منشور توسط درجه فوق‌اشباع از زیرکنیم تعیین می‌شود.

به عقیده Benisek و Finger (۱۹۹۳)، مقدار اورانیم، و پس از آن جانشینی REE، Y و P به‌جای Zr و Si (معادله ۱) عامل مهم رشد منشورهای {۱۱۰} در زیرکن است. به‌همین دلیل ماگماهای گرانیتی که دارای مقادیر پایینی از U، Y، REE و P (نسبت به Zr) هستند زیرکن‌هایی با منشورهای بزرگ {۱۰۰} را متبلور می‌سازند.

معادله ۱:



از آن‌جایی که شرایط تغییر ترکیب شیمیایی ماگمای ریولیتی در گنبد‌های نمکی گچین، بندر معلم، هرمز و لارک به‌علت عبور از درون نمک و میلیون‌ها سال هم‌نشینی با آن (مخصوصاً در مورد عناصر Na و K) مهیا بوده است؛ بررسی

ریخت‌شناسی کانی مقاوم زیرکن در شناسایی خاستگاه، تحولات، ترکیب شیمیایی و جایگاه زمین‌شناسی ماگمای اولیه از اهمیت زیادی برخوردار است. بنابراین، در این مطالعه سعی شده تا با بررسی ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن به‌همراه ترکیب شیمیایی سنگ‌کل، به ارزیابی درستی از شرایط حاکم در زمان تبلوربخشی ماگمای ریولیتی سازند هرمز دست یافت.

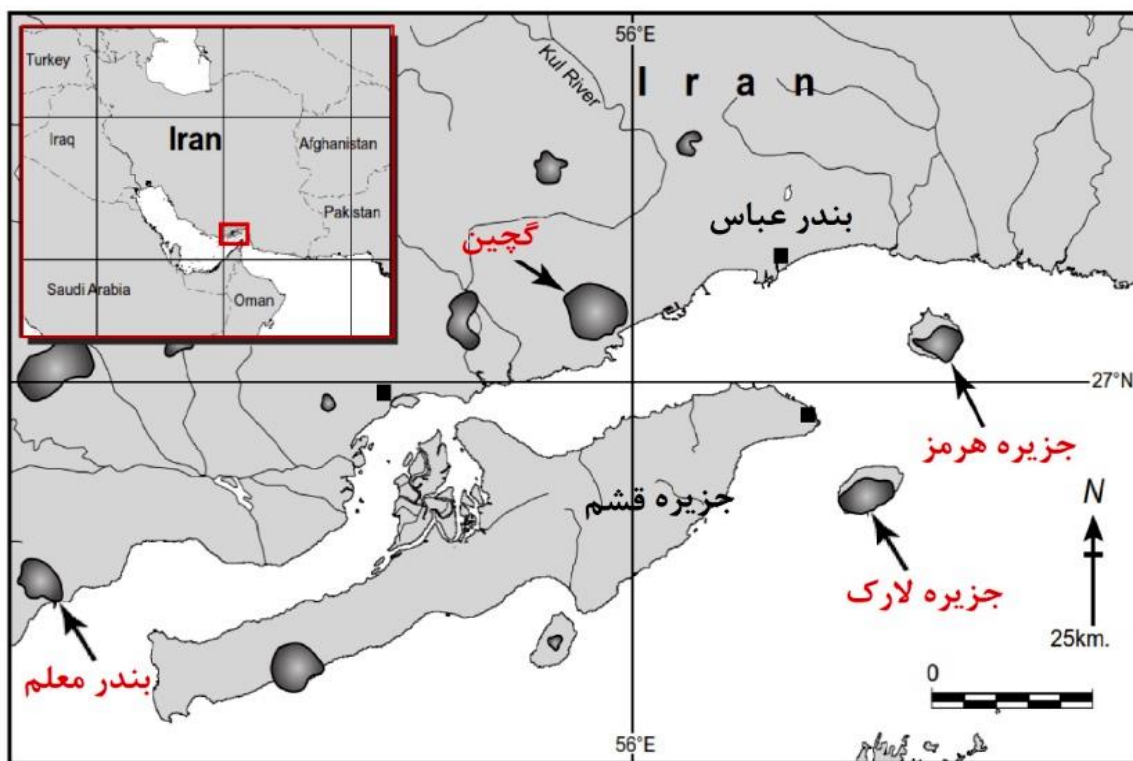
### زمین‌شناسی عمومی منطقه

در پروتروزوییک بالایی-کامبرین، کربنات‌ها و رسوبات تبخیری با ضخامت درخور توجهی در حوضه‌های وسیعی از ایران و جهان نهشته شده‌اند. رسوبات تبخیری و کربناته ایران (سازند هرمز، سری‌های راور، ریزو، دزو و واحد آتشفشانی-رسوبی کامبرین یا CVSU)، شمال‌باختر هند (گروه‌های تبخیری Bilara و Hanseran)، پاکستان (Salt range و سری‌های نمکی Punjab)، عمان (سازند Ara و Fara)، امارات متحده عربی، عربستان سعودی، ترکیه، ایبریا و غیره، همگی در فرو رفتگی‌های آن زمان و در امتداد حاشیه شمالی گندوانا تشکیل شده‌اند (Husseini, 1990; Dasgupta, 1996; Alsharhan and Nairn, 1997; Kumar, 1999; Amthor *et al.*, 2003; Ramezani and Tucker, 2003; Bowring *et al.*, 2007; Sánchez-García *et al.*, 2010; Balaghi *et al.*, 2011).

بیش از ۲۰۰ گنبد نمکی در ناحیه خلیج فارس و جنوب ایران شناخته شده‌اند که برخی بر روی سطح زمین رخنمون دارند (۱۱۵ گنبد) و برخی نیز هم‌چنان مدفون هستند (Edgell, 1996; Fürst, 1990; Bosak *et al.*, 1998). این گنبد‌ها به‌علت جنبش‌های نمکی در هنگام بالا آمدن، بلوک‌های بیگانه و انکلاوهای مختلف آذرین، دگرگونه و رسوبی را به سطح زمین حمل کرده‌اند (Kent, 1979). گنبد‌های نمکی گچین، بندر

که توسط نمک به سطح زمین رسیده‌اند و بخشی از واحد  $H_2$  در رده‌بندی Ahmadzadeh-Heravi و همکاران (۱۹۹۰) هستند.

معلم، جزیره هرمز و جزیره لارک از رخنمون‌های سازند هرمز در جنوب ایران هستند (شکل ۲). سنگ‌های ریولیتی این گنبدها از جمله انکلاوهای آذرینی هستند



شکل ۲- موقعیت گنبد‌های نمکی گچین، بندر معلم، جزیره هرمز و جزیره لارک در نقشه ساده شده گنبد‌های نمکی جنوب ایران.

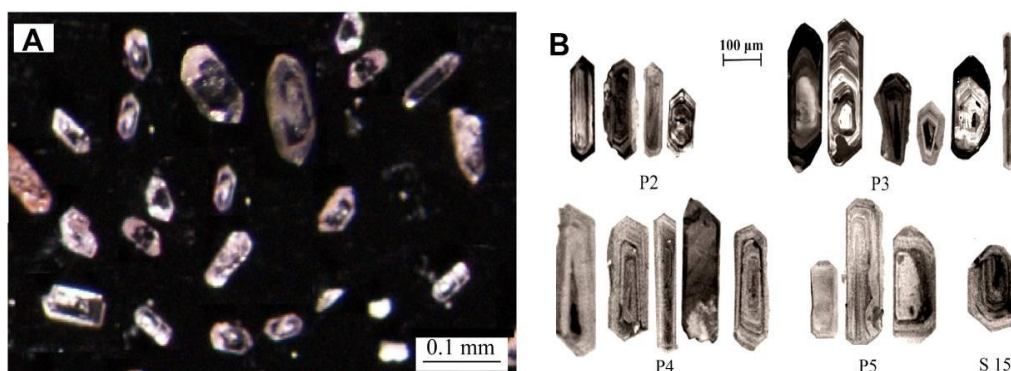
### روش انجام پژوهش

از هر منطقه حدود دو کیلوگرم نمونه سالم و نادگرسان ریولیتی انتخاب و در اندازه بین ۶۳ تا ۵۰۰ مش خرد شدند. کانی‌های آهن‌دار نمونه‌ها توسط آهن‌ربای دستی و دستگاه مغناطیسی جدا و از محلول Methylene Iodide برای جدایش کانی‌های سنگین استفاده شد. پس از آن با استفاده از میکروسکوپ بیناکولار (Binocular)، ۱۹۰ بلور زیرکن با کمترین آثار گردشگی و شکستگی انتخاب و توسط Epoxy بر روی لام تثبیت شدند. پس از صیقل دادن دیسک حاصل، تصاویر کاتدولومینسانس (Cathodoluminescence) زیرکن‌ها در دانشگاه UCLA آمریکا (University of California, Los Angeles) توسط دستگاه SEM- Leo 1430 VP تهیه شده است (شکل ۳).

پس از مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک گدازه‌ها، ۳۲ نمونه برای انجام مطالعات ژئوشیمی انتخاب شدند که شامل ۱۴ نمونه ریولیتی از گنبد نمکی گچین، ۸ نمونه از بندر معلم، ۶ نمونه از جزیره لارک و ۴ نمونه از جزیره هرمز هستند. نمونه‌های ریولیت پس از خردایش و تهیه پودر به روش XRF (برای بررسی اکسید عناصر اصلی) و ICP-MS (برای بررسی عناصر فرعی) آنالیز شدند. آنالیزهای XRF و ICP-MS در آزمایشگاه ACME کانادا انجام شد. آنالیز ICP-MS به روش Aqua regia Ultratrace 4-Acid digestion بوده و حد آشکارسازی عنصر زیرکنیم در آن ۰/۲ ppm است (جدول ۱). به‌منظور مطالعه ریخت‌شناسی زیرکن ابتدا

جدول ۱- نتایج آنالیز XRF (اکسیدها) و ICP-MS (عناصر فرعی) سنگ کل ریولیت‌ها در گنبد‌های نمکی سازند هرمز (جنوب ایران) و محاسبه کمترین دمای اشباع زیرکن (WandH): تعیین دمای اشباع زیرکن با استفاده از روش Watson و Harrison (۱۹۸۳)؛ B: تعیین دمای اشباع زیرکن به روش Boehnke و همکاران (۲۰۱۳)؛ Gach: ریولیت‌های گنبد نمکی گچین؛ La: جزیره لارک؛ Mo: بندر معلم؛ H: جزیره هرمز).

Sample No.	wt %									ppm										Zircon saturation temperatures (°C)		
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Zr	Sr	Nb	Y	Co	Ce	Hf	Ga	U	Th	M	WandH	B	
	Gach 1	71.9	13.6	1.9	6.3	3.3	2.9	0.5	0.0	161.8	59.1	42.6	27.5	3.1	74.3	4.4	24.3	5.3	11.8	1.9	752	730
Gach 2	73.0	13.9	1.9	5.7	3.1	1.7	0.2	0.1	156.1	98.1	48.8	21.2	2.9	76.6	6.8	23.4	4.7	10.9	1.7	761	746	
Gach 3	73.9	13.1	1.7	5.9	3.4	1.7	0.5	0.0	128.7	67.9	31.4	18.2	2.3	65.9	3.9	15.7	5.0	12.7	1.8	738	717	
Gach 4	74.6	13.1	1.7	5.7	2.3	1.6	0.3	0.1	128.1	160.3	38.8	20.3	0.0	70.2	3.7	23.6	1.4	10.3	1.6	752	738	
Gach 5	73.8	13.3	1.5	6.9	3.2	1.9	0.3	0.0	137.4	110.6	39.3	22.4	2.2	72.3	6.3	21.2	2.2	11.5	1.9	736	711	
Gach 6	75.8	11.4	1.1	6.9	3.1	1.1	0.8	0.0	156.0	101.9	47.3	34.4	3.8	62.4	4.8	21.6	3.1	10.1	2.1	735	707	
Gach 7	77.8	12.3	1.1	6.0	2.2	1.2	0.4	0.0	111.3	142.3	34.8	18.6	5.3	71.1	4.7	16.2	2.4	10.4	1.6	741	726	
Gach 8	75.3	13.1	1.6	6.5	3.2	1.5	0.4	0.0	120.3	129.2	35.4	19.2	1.2	59.6	4.2	14.2	4.1	10.5	1.9	730	706	
Gach 9	75.6	12.0	1.2	7.9	2.8	1.2	0.2	0.0	178.0	135.2	49.4	28.3	4.5	79.3	4.3	17.9	3.3	11.5	2.2	737	705	
Gach 10	73.6	13.0	1.3	8.3	2.2	1.7	0.3	0.1	148.6	125.3	45.0	24.0	2.7	109.6	4.0	23.6	3.4	11.2	2.1	731	701	
Gach 11	70.9	13.6	2.4	7.7	2.3	2.1	0.6	0.0	124.3	134.4	33.6	17.3	1.6	53.0	6.8	15.9	2.4	3.9	2.2	712	699	
Gach 12	70.6	14.8	1.3	8.5	1.9	2.0	0.4	0.0	378.9	121.9	43.3	35.4	2.8	52.4	4.8	21.6	3.1	10.1	1.9	824	811	
Gach 13	68.5	14.9	1.4	9.2	1.5	2.8	0.3	0.1	154.5	131.0	45.5	28.8	3.7	124.5	4.1	21.7	2.2	4.0	2.0	738	711	
Gach 14	74.3	13.2	1.5	6.5	3.3	1.7	0.3	0.0	131.1	129.4	44.4	22.4	3.6	66.0	4.5	15.3	4.1	6.4	1.9	736	713	
Average																					744	722
La 1	68.8	15.0	1.5	8.4	2.2	2.9	0.2	0.1	447.6	71.6	127.9	73.6	2.4	152.2	4.1	0.0	2.9	7.3	2.0	836	823	
La 2	69.1	14.6	1.5	9.1	1.6	2.4	0.4	0.1	396.3	50.9	104.3	69.9	4.6	150.7	5.2	17.8	2.8	4.0	2.1	815	795	
La 3	71.3	13.3	1.8	8.7	1.5	2.2	0.4	0.1	238.2	45.3	58.1	56.0	3.8	150.0	3.9	12.8	3.2	4.2	2.2	764	735	
La 4	70.4	15.3	1.2	7.7	1.5	2.5	0.4	0.1	299.3	86.0	101.4	66.4	4.6	161.4	4.8	24.5	3.3	3.3	1.6	824	820	
La 5	73.5	12.7	1.2	7.2	2.2	1.5	0.7	0.0	308.4	64.0	96.4	66.9	4.1	133.7	3.4	21.1	4.1	4.1	1.9	808	794	
La 6	70.4	14.5	1.4	8.3	1.2	1.7	0.1	0.0	338.2	48.2	102.5	61.0	2.7	146.1	4.1	17.9	4.6	11.2	1.8	821	810	
Average																					811	796
Mo 1	71.8	13.5	1.6	7.0	2.4	2.2	0.3	0.1	440.3	36.0	133.4	68.2	1.2	137.4	5.4	16.9	3.1	12.6	1.9	842	833	
Mo 2	69.5	14.6	1.8	7.2	2.4	2.7	0.4	0.1	412.7	54.5	129.0	65.5	1.5	125.0	5.1	22.0	3.8	12.7	1.9	837	828	
Mo 3	72.4	13.1	1.5	7.5	1.9	2.4	0.4	0.1	281.0	68.6	82.7	59.6	4.1	154.7	3.0	12.0	5.3	11.9	1.9	798	782	
Mo 4	71.2	13.4	1.7	7.4	2.2	2.0	0.4	0.1	323.9	56.5	90.0	67.4	6.4	126.8	3.7	13.3	1.5	12.5	2.0	805	788	
Mo 5	69.7	13.7	2.1	7.7	2.2	2.3	0.5	0.1	323.7	43.3	95.2	60.8	4.4	19.9	3.2	12.8	2.3	6.1	2.1	797	776	
Mo 6	69.4	13.9	2.1	8.7	1.8	2.2	0.4	0.1	409.8	44.0	112.3	67.7	5.2	169.2	4.1	13.4	3.2	10.2	2.2	807	782	
Mo 7	71.5	14.7	1.3	7.5	2.8	2.8	1.2	0.0	480.8	43.1	101.4	66.4	4.6	150.7	4.2	17.0	3.8	11.3	1.8	853	848	
Mo 8	70.9	14.8	1.5	6.6	3.3	2.7	0.5	0.1	387.9	48.1	117.6	59.9	4.8	110.7	3.9	12.1	2.3	12.8	1.8	840	835	
Average																					822	809
H 12	67.6	13.3	0.6	1.0	9.1	4.7	1.2	0.1	150.5	41.5	7.5	27.8	6.6	47.6	3.9	14.7	3.6	9.8	1.4	783	781	
H 14	70.9	14.0	0.3	4.2	5.7	2.0	1.0	0.1	124.5	59.1	7.5	37.1	1.2	98.7	3.4	13.9	4.9	1.5	1.4	764	758	
H 22	68.7	12.9	0.8	3.0	4.4	4.5	2.4	0.1	138.1	55.0	6.8	22.0	4.5	73.2	4.2	14.4	4.0	1.6	1.2	789	794	
H 94	72.9	13.3	0.3	2.9	5.0	5.0	2.6	0.0	120.0	49.0	12.0	26.9	3.8	111.0	7.2	24.2	4.0	1.7	1.1	782	788	
Average																					779	780
Average Total																					781	765

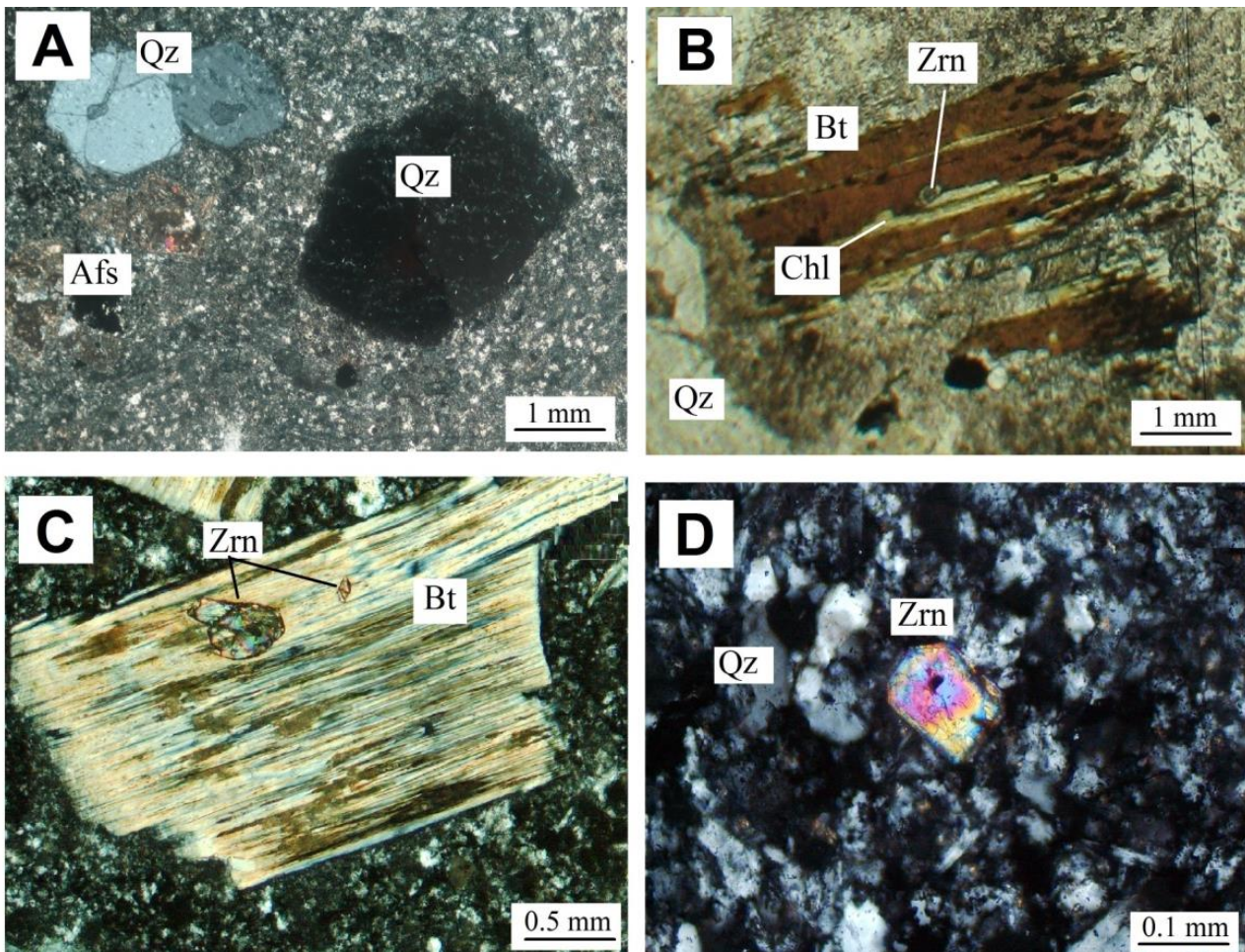


شکل ۳- زیرکن در ریولیت‌های گنبد‌های نمکی گچین، بندر معلم، جزیره هرمز و جزیره لارک (جنوب ایران). (A) تصویر میکروسکوپی؛ (B) تصویر کاتدلومینسانس زیرکن‌ها و رده‌بندی آنها بر اساس روش Pupin (۱۹۸۰). در این شکل بلورهای کشیده و باریک (سمت راست بالا) زیرکن به همراه بلورهای کوتاه و پهن (سمت راست پایین) مشاهده می‌شوند.

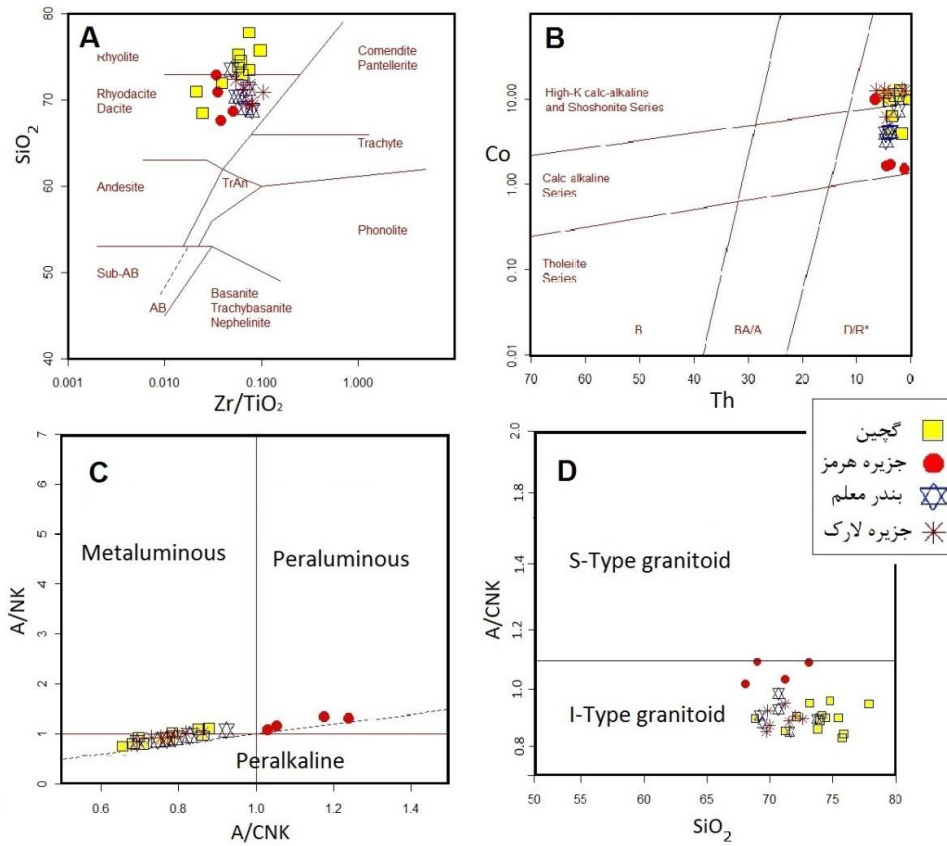
## کانی‌شناسی و ژئوشیمی

ریولیت‌های گچین، بندر معلم، جزیره هرمز و جزیره لارک با بافتی پورفیری اغلب از کوارتز، سانیدین، پلاژیوکلازهای تجزیه شده به سریسیت، کلریت، بیوتیت، هورنبلند، زیرکن (هم به صورت ادخال در بیوتیت و هم به صورت مجزا)، تورمالین، اسفن و به ندرت اپیدوت تشکیل شده‌اند (شکل ۴). مقدار  $\text{SiO}_2$  در این ریولیت‌ها ۶۷ تا ۷۶ درصد وزنی و مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  در اغلب نمونه‌ها بالا (۱ تا ۹ درصد وزنی) است (جدول ۱). این ریولیت‌ها در نمودار Winchster و Floyd (۱۹۷۷) در گستره

ریولیت تا ریوداسیت قرار دارند (شکل ۵- A). نمونه‌ها در نمودار Co در برابر Th (Hastie *et al.*, ۲۰۰۷) در گستره ترکیبی کالک‌آلکان، کالک‌آلکان‌پتاسیم بالا و شوشونیتی واقع می‌شوند (شکل ۵- B). در نمودار Shand (۱۹۷۴) غالباً ماهیت مت‌آلومین تا کمی پرآلومین دارند اما به علت تاثیرپذیری از نمک‌های (هالیت و سیلویت) سازند هرمز به سمت محدوده پرآلکان تمایل نشان می‌دهند (شکل ۵- C). این ریولیت‌ها در محدوده گرانیتهای نوع I (Whalen *et al.*, ۲۰۰۶) قرار می‌گیرند (شکل ۵- D).



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی (در نور XPL) از ریولیت‌ها در گنبد‌های نمکی جنوب ایران. A) بافت پورفیری (ریولیت گنبد نمکی گچین)؛ B) زیرکن درون بیوتیت تجزیه شده به کلریت (ریولیت بندر معلم). C) زیرکن درون بیوتیت کلریتی شده (ریولیت جزیره هرمز)؛ D) زیرکن به صورت منفرد (ریولیت جزیره لارک) (نام اختصاری کانی‌ها بر اساس Whitney و Evans (۲۰۱۰) است.



شکل ۵- موقعیت ترکیبی ریولیت‌های سازند هرمز (جنوب ایران) در: (A) نمودار  $Zr/TiO_2$  در برابر تغییرات  $SiO_2$  (Winchester and Floyd, 1977); (B) نمودار Co در برابر Th برای (Hastie et al., 2007); (C) نمودار Shand و همکاران (۱۹۷۴); (D) نمودار Whalen و همکاران (۲۰۰۶).

### ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن

زیرکن در ریولیت‌های مورد مطالعه بدون میانبار و به رنگ زرد عسلی تا بی‌رنگ و شفاف تا نیمه‌شفاف است (شکل ۳- A). از دید ریخت‌شناسی، اغلب بلورهای زیرکن در ریولیت گندهای نمکی گچین، بندر معلم، جزیره هرمز و جزیره لارک در گستره‌های P3 و P4 و به میزان کمتر در گستره‌های P2، P5 و S15 رده‌بندی Pupin (۱۹۸۰) قرار می‌گیرند (شکل ۳- B). با توجه به توزیع زیرکن‌ها در نمودار Pupin (۱۹۸۰)، میانگین شاخص آلكالینیتی (A.I.: Index of Alkalinity) و میانگین شاخص دما (I.T.: Index of Temperature) در این نمونه‌ها به ترتیب  $۶۹۷/۷$  و  $۵۵۴/۵$  درجه سانتیگراد اندازه‌گیری شده است.

همچنین، به‌منظور محاسبه روند تحول

گونه‌شناختی (T.E.T.: Typological Evolutionary Trend)، از نقطه تلاقی I.A. و I.T. خطی با شیب  $ST/SA$  (انحراف استاندارد شاخص T/انحراف استاندارد شاخص A) رسم شده که با تانژانت زاویه بین دو محور T.E.T. و I.A. برابر است (Pupin, 1980). روند تحول گونه‌شناختی اندازه‌گیری شده برای زیرکن‌های مطالعه‌ای با محور I.A. زاویه  $۵۹/۲۰$  درجه دارد. بنابراین، مقادیر I.A.، I.T. و روند تحول گونه‌شناختی زیرکن ریولیت‌های مطالعه‌ای مشابه زیرکن‌های با خاستگاه ماگمایی نسبتاً قلیایی است (شکل ۶). ریخت‌شناسی این زیرکن‌ها تبلور از ماگمای اولیه نوع I را تایید می‌کند. شایان ذکر است که شواهد آرایش ماگمای ریولیتی با پوسته قاره‌ای قدیمی در جزیره هرمز گزارش شده است (Faramarzi et al., 2015).

## بحث

زمین‌دماسنجی توسط بلورهای زیرکن: بر اساس شکل بلورهای زیرکن و معادلات مختلف بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی می‌توان کمترین دمای تشکیل کانی زیرکن در یک منبع ماگمایی را ارزیابی کرد. از موارد گفته شده برای تعیین کمترین دمای تبلور زیرکن در ریولیت گندهای نمکی گچین، بندر معلم و جزیره لارک و هرمز استفاده شده است:

(الف) زمین‌دماسنجی بر اساس شکل بلورهای

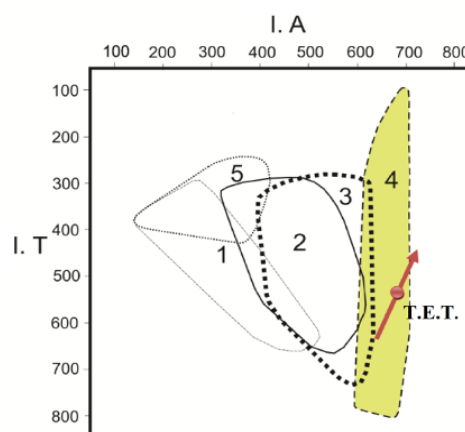
زیرکن: بر اساس شکل بلور، دمای تبلور زیرکن ریولیت‌های گندهای نمکی گچین، بندر معلم و جزایر هرمز و لارک در حدود ۷۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد تعیین شده است (شکل‌های A-۷ و B-۷).

		Al/(Na+K)							
		100	200	300	400	500	600	700	800
T (°C)	550	0	0	0	0	0	0	0	0
	600	0	0	0	0	0	0	0	0
	650	0	0	0	0	0	0	0	0
	700	0	0	0	0	0	0	4	0
	750	0	0	0	0	0	1	19	0
	800	0	0	0	0	0	0	12	0
	850	0	0	0	0	0	0	8	0
	900-1200	0	0	0	0	0	0	0	0

B

Shapes	quantity	%
S15	1	2.3
P2	4	9.1
P3	19	43.2
P4	12	27.3
P5	8	18.2
TOTAL	44	100.0

شکل A-۷ تخمین دمای تبلور زیرکن‌های مطالعاتی با استفاده از توزیع فراوانی ریختی آنها در نمودار Pupin (۱۹۸۰؛ B) توزیع فراوانی ریختی زیرکن به صورت کمی و درصد.

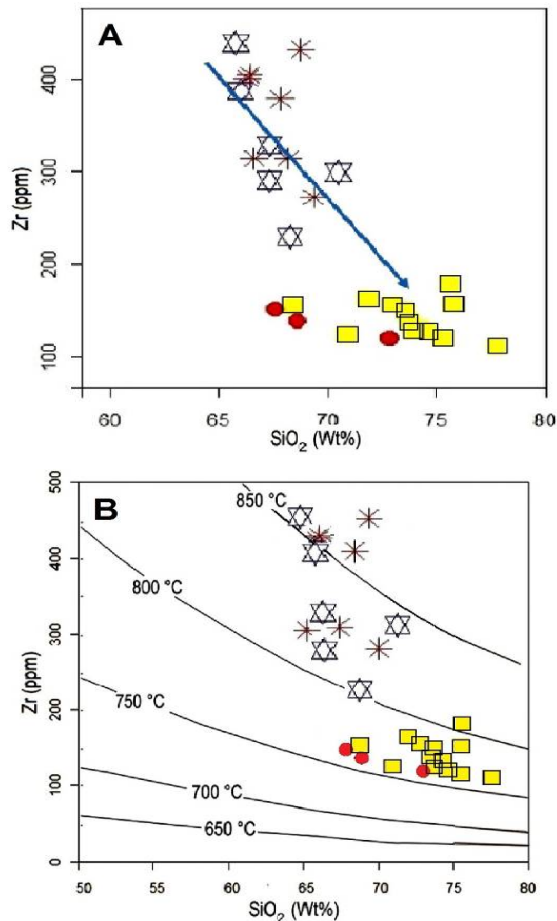


شکل ۶- نمودار رده‌بندی سنگ‌های ماگمایی بر اساس توزیع ریخت‌شناسی زیرکن (Pupin, 1980) (محدوده‌ها در شکل عبارتند از: ۱: محدوده زیرکن‌های تبلور یافته در دیوریت، کوارتزگابرو و کوارتزدیوریت؛ ۲: زیرکن گرانودیوریت‌ها؛ ۳: زیرکن مونوزوگرانیت‌ها و مونزونیت‌ها؛ ۴: زیرکن سینیت‌ها و گرانیتهای آلکالن و هیپرآلکالن؛ ۵: زیرکن سنگ‌های دارای کردیریت). در این نمودار نقطه میانگین I.T.، I.A. و روند تکامل ریخت‌شناسی (T.E.T.) محاسبه شده برای زیرکن‌های در ریولیت گندهای نمکی جنوب ایران نشان داده شده است. این زیرکن‌ها در محدوده زیرکن‌های متبلور شده از ماگماهای سینیتی و گرانیتهی آلکالن تا هیپرآلکالن قرار گرفته‌اند.

یکی دیگر از روش‌های شناسایی زیرکن‌های تبلور یافته از ماگماهای گرانیتهی نوع I، میزان میانبار است. زیرکن‌هایی که از نظر ریخت‌شناسی در گستره گرانیتهای نوع S و یا دورگه نمودار Pupin قرار می‌گیرند، دارای میانبارهای متعدد آپاتیت و مونازیت هستند؛ در حالی که زیرکن‌های متبلور شده از ماگمای گرانیتهی نوع I، بدون میانبار و یا دارای میانبار اندک هستند (Pupin, 1980). بلورهای زیرکن ریولیت‌های گندهای نمکی گچین، بندر معلم، جزیره هرمز و جزیره لارک بدون میانبار و مشابه زیرکن‌های متبلور شده از ماگمای ریولیتی نوع I هستند. همچنین، نبود هیدروزیرکن به صورت هم‌رشدی، تبلور این بلورها از یک ماگمای نسبتاً خشک با خاستگاه نوع I را تایید می‌کند (Pupin, 1980; Corfu et al., 2004).



می‌توان به‌منظور تعیین دمای اشباع و در نتیجه کمترین دمای تبلور زیرکن در ریولیت‌های مطالعاتی از روش‌های محاسباتی و رسم نمودار (که بر اساس ژئوشیمی سنگ کل استوار است) استفاده نمود.



شکل ۸- A) همبستگی منفی عنصر زیرکنیم و سیلیس؛ B) نمودار Zr در برابر SiO<sub>2</sub> از Harrison و Watson (۲۰۰۶) برای تعیین دمای تبلور ریولیت‌های سازند هرمز (علایم مانند شکل ۵).

(پ) محاسبه دما بر مبنای درجه اشباع زیرکن بر اساس معادله Watson و Harrison (۲۰۰۶):

Harrison و Watson (۲۰۰۶)، رابطه بین حلالیت زیرکن، دما و ترکیب مذاب را به‌صورت معادله ۲ اثبات کردند:  
معادله ۲:

$$\ln D_{Zr} = \{ 12900/T (K) \} - 0.185 (M-1) - 3/80$$

(ب) زمین‌دماسنجی بر اساس دمای اشباع زیرکن: غلظت عنصر زیرکنیم توسط میزان حلالیت زیرکن در مذاب گرانیتهی کنترل می‌شود. در صورت معین بودن ترکیب مذاب، حلالیت زیرکن تابعی از دما خواهد بود (Watson and Harrison, 1983) و زیرکن می‌تواند به‌عنوان زمین‌دماسنج ژئوشیمیایی مستقل به‌منظور تخمین دمای ماگما مورد استفاده قرار گیرد.

به باور Janousek و Saturnin (۲۰۰۶)، شرایط لازم برای استفاده از این روش، متال‌آلومینوس بودن ماهیت ماگما، نبود زیرکن‌های موروثی و میانبار در زیرکن‌های انتخابی، پراکندگی یکنواخت زیرکن در کل سنگ و همبستگی منفی بین عنصر زیرکنیم و سیلیس است (Shabanian Broujeni *et al.*, 2009).

در زیر به بررسی این شرایط در ریولیت‌های مطالعاتی پرداخته شده است:

(۱) ماهیت اغلب ریولیت‌های گنبد نمکی گچین، بندر معلم و جزیره لارک متال‌آلومین است؛ اما ریولیت‌های جزیره هرمز در گستره پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۵- C). با توجه به اینکه نمونه‌های ریولیتی دیگر در جزیره هرمز ماهیتی متال‌آلومین تا کمی پرآلومین دارند (Faramarzi *et al.*, 2015) احتمالاً قرارگیری این ریولیت‌ها در گستره پرآلومین به‌علت آرایش پوسته‌ای است. رخداد آرایش پوسته‌ای در ریولیت‌های جزیره هرمز توسط نتایج حاصل از ژئوشیمی زیرکن تایید شده است (Faramarzi *et al.*, 2015).

(۲) زیرکن‌های انتخابی فاقد هسته موروثی و میانبار هستند.

۳- زیرکن این ریولیت‌ها به‌صورت یکنواخت در کل سنگ پراکنده شده‌اند.

۴- نمودار دوتایی زیرکنیم نسبت به سیلیس برای این ریولیت‌ها، همبستگی منفی مشاهده می‌شود (شکل ۸- A). بنابراین، با توجه به مهیا بودن شرایط لازم

(۲۰۱۳)، کمترین دمای تبلور زیرکن ریولیت‌های گچین، بندر معلم، جزیره هرمز و جزیره لارک ۶۹۹ تا ۸۴۷ درجه سانتیگراد محاسبه شده است (جدول ۱) که با دمای به‌دست آمده از بررسی ریخت‌شناسی زیرکن (۷۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد) همخوانی دارد.

#### روش رسم نمودار با استفاده از نتایج آنالیز XRF و ICP-MS

با توجه به نمودار Zr در برابر SiO<sub>2</sub> از Watson و Harrison (۲۰۰۶)، حداقل دمای تبلور زیرکن در ریولیت‌های مورد مطالعه ۷۵۰ تا ۸۶۰ درجه سانتیگراد است (شکل ۸-B) که با دمای محاسبه شده در روش‌های قبلی همخوانی دارد.

#### تخمین سرعت تبلور زیرکن و درجه اشباع ماگما نسبت به زیرکنیم با استفاده از ریخت‌شناسی زیرکن:

سرعت تبلور مهم‌ترین عامل طول‌شدگی در بلورهای زیرکن است. به عبارت دیگر، بلورهای اسکلتی با دیواره‌ها و ستون‌های کشیده، نشان‌دهنده تبلور بسیار سریع هستند. برخی پژوهشگران (Bussy and Cadoppi, 1996; Chiarenzelli and McLelland, 1993)، نشان داده‌اند که طول زیرکن‌هایی که سریع متبلور شده‌اند (زیرکن سنگ‌های آتشفشانی یا ماگماهایی که به سرعت به سطح زمین رسیده‌اند) می‌تواند تا ۱۲ برابر پهنای آن بوده و به اشکال سوزنی و منشوری مشاهده شوند.

بلورهای زیرکن جدا شده از ریولیت‌های مورد مطالعه کاملاً خودشکل بوده، طول آنها از ۱۱۵ تا ۳۶۸ میکرومتر و پهنای آنها از ۳۸ تا ۲۰۰ میکرومتر متغیر است و شامل تعداد مشابهی زیرکن‌های کشیده و پهن هستند (جدول ۲).

در این معادله  $\ln D_{Zr}$  غلظت عنصر زیرکنیم در کانی زیرکن (که ۵۰۰۰۰۰ ppm در نظر گرفته می‌شود) نسبت به غلظت عنصر زیرکنیم در ماگما (که توسط آنالیز ژئوشیمیایی بر اساس ppm مشخص می‌شود) است. T معرف دما بر حسب درجه کلوین و M نسبت کاتیونی است که به حالیت زیرکن نسبت به SiO<sub>2</sub> و پرآلومین بودن مذاب بستگی دارد و از طریق معادله ۳ محاسبه می‌شود:

$$M = ((Na + K + 2Ca) / (Al.Si))$$

طبق رابطه Watson و Harrison (۲۰۰۶)، حداقل دمای تبلور زیرکن ریولیت‌های گچین، بندر معلم، جزیره هرمز و جزیره لارک ۷۳۲ تا ۸۴۱ درجه سانتیگراد محاسبه شده است (جدول ۱). این نتایج با دمای به‌دست آمده از بررسی ریخت‌شناسی زیرکن (۷۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد) همخوانی دارد.

#### (ت) محاسبه دما بر مبنای درجه اشباع زیرکن

بر اساس معادله Boehnke و همکاران (۲۰۱۳):

Boehnke و همکاران (۲۰۱۳)، رابطه بین حالیت زیرکن، دما و ترکیب مذاب ارائه شده توسط Watson و Harrison (۲۰۰۶)، را تصحیح و معادله ۴ را به‌منظور ارزیابی کمترین دمای اشباع زیرکن ارائه کرده‌اند (متغیرها مانند معادله ۲ است):

$$\ln D_{Zr} = \{ (1.0108 \pm 0.0032) / T (K) \} - (1/16 \pm 0.015) (M-1) - (1/48 \pm 0.009)$$

بر اساس معادله Boehnke و همکاران

جدول ۲- نتایج اندازه‌گیری پارامتر طول، پهنا و نسبت پهنا به طول در زیرکن ریولیت‌های گنبد‌های نمکی جنوب ایران (بندر معل: Mo، جزیره لارک: La، جزیره هرمز: H).

	Ga-a	Ga-b	Ga-c	Ga-d	Ga-e	Ga-f						
طول (میکرون)	278	367	231	141	311	98						
پهنا (میکرون)	52	200	46	48	39	49						
طول/پهنا	0.19	0.54	0.20	0.34	0.13	0.50						
	Mo-a	Mo-b	Mo-c	Mo-d	Mo-e	Mo-f	Mo-g	Mo-h	Mo-i	Mo-j	Mo-k	Mo-l
طول (میکرون)	272	196	350	358	346	221	200	288	301	179	307	366
پهنا (میکرون)	41	66	63	93	118	79	90	82	116	82	38	67
طول/پهنا	0.15	0.34	0.18	0.26	0.34	0.36	0.45	0.28	0.39	0.46	0.12	0.18
	La-a	La-b	La-c	La-d	La-e	La-f	La-g	La-h	La-i	La-j		
طول (میکرون)	215	368	219	302	295	209	351	337	299	283		
پهنا (میکرون)	104	39	68	67	44	53	38	61	56	101		
طول/پهنا	0.48	0.11	0.31	0.22	0.15	0.25	0.11	0.18	0.19	0.36		
	H-a	H-b	H-c	H-d	H-e	H-f	H-g	H-h	H-i	H-j	H-k	H-l
طول (میکرون)	127	219	301	300	253	265	115	177	194	211	283	229
پهنا (میکرون)	53	80	98	42	49	58	48	40	56	60	92	100
طول/پهنا	0.42	0.37	0.33	0.14	0.19	0.22	0.42	0.23	0.29	0.28	0.33	0.44
	H-m	H-n	H-o	H-p								
طول (میکرون)	204	272	158	298								
پهنا (میکرون)	93	51	49	136								
طول/پهنا	0.46	0.19	0.31	0.46								

انجماد عامل اصلی مشاهده زیرکن‌های سوزنی و کوتاه در کنار یکدیگر باشد.

از سوی دیگر، بلورهای زیرکن زمانی در ماگما متبلور می‌شوند که ماگما نسبت به زیرکنیم به حالت اشباع درآمده باشد. منطقه‌بندی ماگمایی در بلورهای زیرکن نیز معرف تغییرات Hf، P، REE، U، Sr و Th، و مهم‌تر از همه زیرکنیم در ماگما است. هرچه فاصله بین دو منطقه‌بندی در بلورهای زیرکن بیشتر باشد؛ تبلور زیرکن از ماگمایی با درجه کمتر اشباع‌شدگی از زیرکنیم روی داده است. برعکس، زیرکن‌های با منطقه‌بندی باریک و نزدیک به هم از ماگمایی فوق‌اشباع از زیرکنیم متبلور شده‌اند (Vavra, 1990; Hanchar and, Rudnick 1995; Fowler et al., 2002). البته منطقه‌بندی باریک یکی از شواهد تفریق بلوری سریع و یا به عبارتی سرعت تبلور نیز است

نسبت پهنا به طول در بلورهای مختلف مطالعه شده ۱/۲ تا ۱/۱۰ است. با توجه به مطالب گفته شده، زیرکن‌های کوتاه ریولیت‌های مورد مطالعه در شرایط پایدار دمایی (در خزینه ماگمایی) و زیرکن‌های سوزنی شکل (که نسبت پهنا به طول پایینی دارند) در شرایط انجماد سریع ماگما متبلور شده‌اند. به عبارت دیگر، ماگمای مولد زیرکن در مراحل اولیه تبلور از زیرکنیم به حالت اشباع بوده است.

شایان ذکر است که مشاهده بلورهای سوزنی‌شکل زیرکن در کنار بلورهای کوتاه می‌تواند نشان‌دهنده وجود دو نسل زیرکن نیز باشد و می‌باید در این رابطه با احتیاط عمل نمود.

از آنجایی که نتایج حاصل از تعیین سن به روش-U Pb و اندازه‌گیری مقادیر Hf در زیرکن ریولیت‌های جزیره هرمز (Faramarzi et al., 2015) تنها به‌وجود یک نسل زیرکن اشاره دارد؛ به‌نظر می‌رسد سرعت

اساس ژئوشیمی سنگ کل، ۷۵۰ تا ۸۶۰ درجه سانتیگراد محاسبه شده است. با توجه به نتایج حاصل و اینکه ماگمای ریولیتی از همان ابتدای تبلور نسبت به زیرکنیم به حالت فوق اشباع بوده و زیرکن جزو اولین کانی‌های تبلور یافته است، بنابراین، می‌توان گستره دمایی ۷۵۰ تا ۸۴۰ درجه سانتیگراد را به عنوان کمترین دمای تبلور ماگمای ریولیتی سازند هرمز در نظر گرفت. رشد هرم‌های {۱۰۱} اغلب زیرکن‌ها در ریولیت‌های سازند هرمز معرف خاستگاه نسبتاً قلیایی آنها است که با نتایج شیمی سنگ کل همخوانی دارد. رشد منشورهای {۱۰۰} در این زیرکن‌ها نشان‌دهنده بالا بودن شاخص گرمایی در آن است که با نتایج زمین‌دماسنجی تایید شده است. ماگمایی که زیرکن ریولیت‌های سازند هرمز از آن متبلور شده‌اند به علت‌های زیر از نوع I بوده است:

- ۱- موقعیت زیرکن‌ها در نمودار ریخت‌شناسی.
- ۲- نتایج حاصل از مطالعات کانی‌شناسی از جمله حضور کانی بیوتیت و هورنبلند و شواهد ژئوشیمیایی مانند قرار گیری ریولیت‌ها در گستره نوع I.
- ۳- نبود میانبارهای آپاتیت و مونازیت در زیرکن‌ها.
- ۴- نبود برهم‌رشدی هیدروزیرکن در زیرکن‌ها که علاوه بر نوع I بودن ماگمای ریولیتی، به ماهیت نسبتاً خشک آن نیز اشاره دارد.

(Shabanian Broujeni *et al.*, 2009) اما به علت آنکه منطقه‌بندی باریک و نزدیک به هم در بیشتر زیرکن‌های کوتاه و پهن و زیرکن‌های سوزنی مشاهده می‌شود (شکل ۳)؛ می‌توان عامل اصلی ایجاد آن را فوق‌اشباع بودن ماگما از زیرکنیم دانست.

### نتیجه گیری

بلورهای طویل و سوزنی زیرکن در ریولیت‌های گچین، بندر معلم، جزیره هرمز و جزیره لارک (با نسبت پهن‌ها به طول برابر با ۱/۱۰) به تبلور سریع، و احتمالاً تبلور در هنگام بالا آمدن ماگما در تنوره آتشفشانی اشاره دارند. مشاهده منطقه‌بندی باریک و نزدیک به هم در هر دو نوع زیرکن ریولیت‌های مطالعاتی (زیرکن‌های کوتاه و زیرکن‌های سوزنی) می‌تواند بیانگر فوق‌اشباع بودن ماگما نسبت به زیرکنیم از ابتدای تبلور تا مراحل انتهایی آن باشد.

حداقل دمای تبلور زیرکن در ریولیت‌های مطالعاتی بر اساس ریخت‌شناسی، ۷۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد، بر اساس دمای اشباع زیرکن، ۷۳۲ تا ۸۴۱ درجه سانتیگراد (Watson and Harrison, 1983) و ۶۹۹ تا ۸۴۷ درجه سانتیگراد (Boehnke *et al.*, 2013) و بر

### منابع

- Ahmadzadeh-Heravi, M., Hoshmandzadeh, A. and Nabavi, M. H. (1990) New concepts of Hormuz formation's stratigraphy and the problem of salt diapirism in south Iran. Proceeding of Symposium on Diapirism with Special Reference to Iran 1: 1-21 (in Persian).
- Alsharhan, A. S. and Nairn, A. E. M. (1997) Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Elsevier, Amsterdam.
- Amthor, J. E., Gratzinger, J. P., Schröder, S., Bowring, S. A., Ramezani, J., Martin, M. W. and Matter, A. (2003) Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology* 31: 431-434.
- Balaghi, Z., Sadegheian, M. and Ghasemi, H. (2011) Petrogenesis of the lower Paleozoic igneous rocks, south of Bahabad (Bafq, Central Iran): implication for rifting. *Petrology* 1(4): 45-64 (in Persian).
- Belousova, E. A., Griffin, W. L. and O'Reilly, S. Y. (2006) Zircon Crystal Morphology, Trace Element Signatures and Hf Isotope Composition as a Tool for Petrogenetic Modelling: Examples from Eastern

- Australian Granitoids. *Journal of Petrology* 47: 329-353.
- Benisek, A. and Finger, F. (1993) Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114: 441-451.
- Berezhnaya, N. G. (1999) Criteria for the genetic typification of zircon from metamagmatic associations of the Aldan Shield. *Doklady Earth Sciences* 368: 982-984.
- Boehnke, P., Watson, E. B., Trail, D., Harrison, T. M. and Schmitt, A. K. (2013) Zircon saturation revisited. *Chemical Geology* 351: 324-334.
- Bosak, P., Jaros, J., Spudil, J., Sulovsky, P. and Vaclavek, V. (1998) Salt plugs in the Eastern Zagros, Iran: Results of regional geological reconnaissance. *GeoLines, Institute of Geology of Academy of Sciences of the Czech Republic* 7: 1-174.
- Bowring, S. A., Grotzinger, J. P., Condon, D. J., Ramezani, J., Newall, M. and Allen, P. A. (2007) Geochronologic constraints of the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman. *American Journal of Science* 307: 1097-1145.
- Bussy, F. and Cadoppi, P. (1996) U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 76: 217-233.
- Chiarenzelli, J. R. and McLelland, J. M. (1993) Granulite facies metamorphism, palaeo-isotherms and disturbance of the U-Pb systematics of zircon in anorogenic plutonic rocks from the Adirondack Highlands. *Journal of Metamorphic Geology* 11: 59-70.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. and Kinny, P. (2004) Atlas of zircon textures. In: *Zircon* (Eds. Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O.). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 469-499.
- Dasgupta, U. (1996) Marwar Supergroup evaporites, Rajasthan. In: *Recent Advances in Vindhyan Geology* (Ed. Bhattacharya, A.) 36: 49-58. Geological Society, India
- Edgell, H. S. (1996) Salt tectonism in the Persian Gulf basin, In: *Salt Tectonics* (Eds. Alsop, G. I., Blundell, D. J. and Davison, I.) 100: 129-151. Geological Society, London.
- Faramarzi, N. S., Amini, S., Schmitt, A. K., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K., Razavi, S. M. H. and Mortazavi, S. M. (2015) Geochronology, Geochemistry and Geothermometry of Zircons from Rhyolites of Hormuz Island, Southern Iran. *Lithos* 236-237: 203-211.
- Fowler, A., Prokoph, A., Stern, R. and Dupuis, C. (2002) Organization of oscillatory zoning in zircon: Analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66: 311-328.
- Fürst, M. (1990) Strike-slip faults and diapirism of the southeastern Zagros ranges. *Proceedings of Symposium on Diapirism with Special Reference to Iran* 2: 149-182.
- Hanchar, J. M. and Rudnick, R. L. (1995) Revealing hidden structures: the application of cathodoluminescence and backscattered-electron imaging to dating zircon from lower crustal xenoliths. *Lithos* 36: 289-303.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th- Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48: 2341-2357.
- Heaman, L. M., Bowins, R. and Crocket, J. (1990) The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 1597-1607.
- Hoskin, P. W. O. and Schaltegger, U. (2004) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: *Zircon* (Eds. Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O.). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 27-62.

- Husseini, M. L. (1990) The Cambro-Ordovician Arabian and adjoining plates: A glacio-eustatic model. *Journal of Petroleum Geology* 133: 267-288.
- Janousek, V. and Saturnin, R. (2006) Language script for application of accessory-mineral saturation models in igneous geochemistry. *Geological Carpathica* 57: 131-142.
- Kent, P. E. (1979) The emergent Hormoz salt plugs of southern Iran. *Journal of Petroleum Geology* 2: 117-144.
- Krasnobayev, A. A. (1986) Zircon as an indicator of geological processes. Moscow, Nauka (in Russian).
- Kumar, V. (1999) Eocambrian sedimentation in Nagaur- Ganganagar evaporite basin, Rajasthan. *Journal of Indian Association Sedimentologists* 18: 201-210.
- Pupin, J. P. (1980) Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73: 207-220.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M. F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C. and Silva, J. B. (2010) Rift related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Gondwana Research* 17: 392-407.
- Shabanian Broujeni, N., Davoudian D. A., Khalili, M. and Khodami, M. (2009) Insight from zircon morphology and geochemical signatures of Ghaleh-Dezh granitic pluton, Azna. *Journal of Crystallography and Mineralogy* 2(12): 299-308 (in Persian).
- Shand, S. J. (1947) Eruptive rocks. Thomas Murby and Co, London.
- Vavra, G. (1990) On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: A cathodoluminescence study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106: 90-99.
- Wang, X. (1998) Quantitative description of zircon morphology and its dynamics analysis. *Science in China* 41: 422-428.
- Wang, X. and Kienast, J. R. (1999) Morphology and geochemistry of zircon: a case study on zircon from the microgranitoid enclaves. *Science in China* 42: 544-552.
- Watson, E. B. (1996) Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 87: 43-56.
- Watson, E. B. and Harrison, T. M., (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planetary Science Letter* 64: 295-304.
- Whalen, J., McNicoll, J., Van Staal, C. R, Frederick, C. J. L., Longstaffe, J., Jenner, G. and Van, B. (2006) Spatial, temporal and geochemical characteristics of silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos* 89: 377-404.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Winchester, J.A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-348.

## Study of zircon crystals: an implication to determine of source, nature and temperature of crystallization in rhyolitic magmas

Mahboobeh Jamshidibadr <sup>1\*</sup>, Sadraddin Amini <sup>2</sup> and Narges Sadat Faramarzi <sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

<sup>2</sup> Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Department of Research and Development, Pars Kani Company, Tehran, Iran

### Abstract

The zircon crystallization is a function of temperature, composition and water content of magma, also its crystal shape and size depends on velocity of crystallization and Zr saturation, then we have focused on the study of zircon crystals in Hormuz rhyolites from four salt domes in different localities (Gachin, Bandare Moallem, Hormuz and Larak Islands) based on the morphology study. The most of studied zircons are plotted in the P3 and P4 areas and the less lie in the P5, P2 and S15 domains. Crystals morphology, lack of hydrozircon overgrowth and apatite or monazite inclusions in zircons indicating that they have crystallized from an I-type rhyolitic magma. Zircon morphology pointing on moderately alkaline and dry nature of parental magma. Based on morphology, zircon saturation temperature and whole-rock geochemistry calculation, the minimum temperature of zircon crystallization is ranging from 750 to 840°C. Coexistence of euhedral elongated zircons with wide and short zircon crystals indicate the super-saturation of Zr in the responsible magma from early stage, which is also confirmed by thin zonation features.

**Key words:** Zircon, Thermometry, Source, Rhyolites, Zagros salt diapirs

\* m\_jamshidi@pnu.ac.ir