

کانی شناسی، زمین شیمی و سن سنجی پرتوسنجی سنگ‌های آذرین گنبد نمکی چمپه، شمال بندر لنگه

هادی پیروج، زهرا طهماسبی*، احمد احمدی خلجی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان
 (دریافت مقاله: ۹۷/۱۰/۱۸، نسخه نهایی: ۹۸/۲/۷)

چکیده: گنبد نمکی چمپه در شمال بندر لنگه (استان هرمزگان) قرار دارد. این گنبد درون تاقدیس چمپه با توالی از سازندهای پابده، چهرم، آسماری، گجساران، میشان و آجاجاری نفوذ کرده است. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی در این گنبد از ریولیت تا بازالت تغییر می‌کند و با سنگ‌های گرانودیوریتی همراهی می‌شوند. بررسی شیمی کانی‌ها در سنگ‌های گرانودیوریتی نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها در گروه کلسیمی و زیرگروه فروهورنبلند قرار دارند. پلاژیوکلاز این سنگ‌ها، آلبیت است و فلدسپات قلیایی آن ترکیب ارتوکلاز دارند. فشارسنجی بر اساس مقدار AI آمفیبول‌ها، فشار زمان تبلور آمفیبول را ۱٫۵۴ کیلو بار و دماسنجی بر اساس همزیستی دو کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانودیوریتی دمای زمان تبلور را حدود ۶۸۴ تا ۸۱۱ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌کند. مقدار گریزندگی اکسیژن محاسبه شده برای این آمفیبول‌ها در حدود ۱۷٫۰۸- است که شرایط محیط اکسایشی در زمان تبلور را نشان می‌دهد. بر اساس زمین شیمی سنگ کل، ترکیب سنگ‌های آذرین که از مافیک تا اسیدی تغییر می‌کنند ماهیت ماگمای آن‌ها، آهکی قلیایی است. در طیف چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، در بیشتر نمونه‌ها غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و تهی‌شدگی از P، Ti، Ta و Nb دیده می‌شود که از ویژگی‌های بارز سنگ‌های کمان‌های آتشفشانی مناطق فرورانش است و در نمودارهای مختلف زمین ساختی نیز محیط کرانه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. با استفاده از روش U-Pb سن زیرکن‌ها در سنگ‌های گرانودیوریتی ۵۴۹٫۲±۴٫۸ میلیون سال (اواخر نئوپروتروزوئیک) تعیین شده است.

واژه‌های کلیدی: گنبد نمکی؛ چمپه؛ شیمی کانی؛ گرانودیوریت؛ بازالت؛ کرانه فعال قاره‌ای؛ سن سنجی U-Pb زیرکن.

مقدمه

گندوانا رسوبات کربناتی و تبخیری سازند هرمز در ایران، گروه-های تبخیری بیلازا و هنسرن در شمال غرب هند، تبخیری‌های سلسله کوه‌های نمک و پنجاب در پاکستان، سازند آرا و فارا در عمان، امارات متحده عربی و عربستان سعودی در یک حوضه پلتفرمی تشکیل شده‌اند [۳،۲]. مجموعه هرمز در پروتروزوئیک پسین- کامبرین پیشین در یک حوضه تبخیری، در جنوب و جنوب غرب ایران به دلیل جدایش در ورقه عربی در راستای روندهای شمالی - جنوبی ته‌نشست شده است [۴]. [۵] مجموعه هرمز را به ۵ واحد از جوان به قدیم تقسیم کرده‌اند که عبارتند از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی (H5)، دولومیت، آهک، ژیبس، ماسه‌سنگ و سنگ‌های آتشفشانی بازی (H4)، شیل و

کمریند کوهزایی زاگرس در کرانه شمال شرقی ورقه عربی با راستای شمال غرب - جنوب شرق از ترکیه تا تنگه هرمز به طول بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر گسترش یافته است. سری ضخیم رسوبی در زاگرس تاریخچه پیچیده زمین ساختی این منطقه را در خود حفظ نموده که معرف تمام مراحل تکامل یک حوضه از فلات قاره غیرفعال تا کافت و سرانجام مراحل مختلف تغییر شکل در ارتباط با فرورانش افیولیت‌ها و برخورد قاره‌ای است. بیش از ۲۰۰ گنبد نمکی در ناحیه خلیج فارس و جنوب ایران شناخته شده‌اند که برخی بر سطح زمین رخنمون دارند و برخی همچنان مدفون هستند [۱]. در راستای کرانه شمالی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۱، پست الکترونیکی: tahmasebi.z@lu.ac.ir

با کمترین میزان دگرسانی در آزمایشگاه MS-Analytical کانادا به روش ذوب قلیایی (ICP-MS) تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۱). بررسی‌های مطالعات شیمی کانی و تهیه تصاویر الکترونی از کانی‌های فلدسپات و آمفیبول در سنگ‌های گرانودیوریتی در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران صورت گرفت. تجزیه‌ها توسط ریزپردازشگر الکترونی (EPMA)، مدل Cameca, SX100 با ولتاژ ۱۵ کیلو الکترون ولت، قطر باریکه الکترونی ۵-۳ میکرون و جریان ۲۰ نانو آمپر انجام شد (جدول‌های ۲ و ۳). مطالعات سن‌سنجی ایزوتوپی به روش U-Pb با استفاده از سایش لیزری بر زیرکن-های نمونه گرانودیوریتی HP.02 در دانشگاه آریزونا آمریکا صورت گرفت. دقت تجزیه‌های انجام شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۲-۱ درصد) بر Pb^{206}/U^{238} و Pb^{206}/Pb^{207} است.

لای سنگ قرمز (H3)، دولومیت سیاه (H2)، نمک و گچ ناخالص (H1). گنبد نمکی چمپه به عنوان یکی از گنبد‌های نمکی خلیج فارس در غرب بندر عباس و شمال بندر لنگه واقع است که در این پژوهش، کانی‌شناسی، ویژگی‌های زمین شیمیایی و جایگاه زمین دینامیکی سنگ‌های آذرین آن بررسی شده است به طوری که بحث شیمی کانی‌ها و تعیین سن بر سنگ‌های گرانودیوریتی متمرکز بوده است.

روش بررسی

به منظور آشنایی با شرایط زمین‌شناسی و تهیه نقشه زمین-شناسی منطقه پیمایش‌های صحرائی در چند نوبت انجام شد. بررسی‌های سنگ نگاری با استفاده از میکروسکوپ قطبشی بر ۳۵ نمونه برداشته شده انجام گرفت. ۱۰ نمونه از این سنگ‌ها

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر خاکی نادر سنگ‌های آذرین گنبد نمکی چمپه

| نمونه | HP.01 | HP.02 | HP.03 | HP.04 | HP.05 | HP.06 | HP.07 | HP.08 | HP.09 | HP.10 |
|--------------------------------|--------|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------------|
| | تراکیت | گرانودیوریت | ریولیت | بازالت | بازالت | آندزیت | بازالت | ریولیت | آندزیت | گرانودیوریت |
| SiO ₂ (%wt) | ۶۱٫۸۸ | ۶۳٫۳۱ | ۷۱٫۱۹ | ۵۲٫۹۷ | ۴۷٫۸ | ۴۷٫۵۵ | ۵۱٫۳ | ۷۲٫۶۹ | ۵۸ | ۶۳٫۳۶ |
| TiO ₂ | ۰٫۶۹ | ۰٫۶۳ | ۰٫۲۶ | ۱ | ۱٫۲ | ۰٫۸۵ | ۱ | ۰٫۲۹ | ۰٫۵۶ | ۱٫۰۵ |
| Al ₂ O ₃ | ۱۲٫۴ | ۱۱٫۹۹ | ۱۳٫۲۶ | ۱۶٫۲۷ | ۱۵٫۶۵ | ۱۵٫۲۷ | ۱۵٫۴۵ | ۱۴٫۰۹ | ۱۳٫۲۷ | ۱۳٫۴۴ |
| Fe ₂ O ₃ | ۱۲٫۳۹ | ۱۱٫۵۹ | ۲٫۰۱ | ۱۰٫۴۱ | ۱۱٫۰۷ | ۸٫۶۹ | ۷٫۵۹ | ۱٫۹۹ | ۹٫۷۳ | ۸٫۲۵ |
| MnO | ۰٫۲۸ | ۰٫۱۹ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۵ | ۰٫۲ | ۰٫۱ | ۰٫۱۵ | ۰٫۰۳ | ۰٫۲۷ | ۰٫۱۱ |
| MgO | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۴ | ۰٫۶۷ | ۸٫۰۹ | ۹٫۷۳ | ۷٫۴۶ | ۴٫۳۷ | ۰٫۷۹ | ۱۱٫۹۷ | ۱٫۱۶ |
| CaO | ۲٫۳۸ | ۳٫۶ | ۲٫۳۸ | ۰٫۹۳ | ۱۱٫۱۷ | ۴٫۴۶ | ۶٫۸ | ۲٫۴۷ | ۰٫۶۷ | ۳٫۶ |
| K ₂ O | ۰٫۶ | ۱٫۰۹ | ۵٫۱۲ | ۸٫۵۵ | ۰٫۱۶ | ۶٫۳۷ | ۶٫۶۷ | ۱٫۶۵ | ۱٫۵۳ | ۳٫۰۳ |
| Na ₂ O | ۶٫۵۴ | ۶٫۸ | ۲٫۸۹ | ۰٫۱۶ | ۳٫۰۱ | ۰٫۲ | ۰٫۶۴ | ۵٫۵۳ | ۰٫۲۲ | ۴٫۶۱ |
| P ₂ O ₅ | ۰٫۱ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۵ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۳ | ۰٫۲۸ |
| مواد فرار (LOI) | ۰٫۳۵ | ۰٫۶۱ | ۱٫۵۷ | ۳٫۷۷ | ۱٫۶ | ۸٫۸۵ | ۷٫۶۸ | ۱٫۶۵ | ۵٫۶۵ | ۲٫۵۸ |
| مجموع | ۹۸٫۵ | ۹۹٫۳۹ | ۹۹٫۵۳ | ۱۰۱٫۵۴ | ۱۰۱٫۷۸ | ۹۹٫۹۶ | ۱۰۱٫۸۹ | ۱۰۱٫۲۸ | ۱۰۰٫۹۴ | ۱۰۱٫۵۹ |
| Cr(ppm) | ۲۵ | ۲۳ | ۵۳ | ۳۴۱ | ۳۶۸ | ۲۵۷ | ۵۱ | ۴۳ | ۶۰ | ۴۷ |
| Co | ۴٫۵ | ۳٫۹ | ۱٫۹ | ۳۵٫۴ | ۴۵٫۱ | ۵۸٫۶ | ۱۶٫۸ | ۱٫۹ | ۲۹٫۹ | ۷٫۵ |
| Ni | ۱٫۹ | ۱٫۹ | ۴٫۷ | ۱۶٫۵ | ۱۶۸٫۶ | ۱۰۲٫۷ | ۱۰٫۴ | ۴٫۱ | ۶۱٫۲ | ۶٫۶ |
| Rb | ۱۳٫۵ | ۱۲٫۵ | ۱۲٫۸ | ۲۱۲٫۱ | ۳٫۷ | ۸۱٫۷ | ۹۵ | ۴۳ | ۵۱٫۸ | ۶۶٫۵ |
| Sr | ۱۲۶٫۳ | ۱۴۰٫۵ | ۱۵۹٫۲ | ۲۹۵٫۳ | ۱۸۳ | ۶۱۳ | ۱۹۶٫۷ | ۲۲۲٫۵ | ۳۱۵ | ۱۹۱٫۶ |
| Cs | ۰٫۹۷ | ۰٫۲۳ | ۰٫۹۱ | ۷٫۵۳ | ۰٫۵۳ | ۱٫۸۶ | ۱٫۰۸ | ۱٫۱ | ۱۰٫۳ | ۱٫۱۴ |
| Ba | ۳۶۹٫۲ | ۵۰۰٫۹ | ۷۹۵٫۸ | ۱۲۷۸٫۴ | ۶۸۴ | ۱۸۵۰٫۲ | ۱۲۲۱٫۱ | ۳۵۷٫۹ | ۲۲۸٫۱ | ۷۰۲٫۷ |
| V | <۱۰ | <۱۰ | ۲۱ | ۲۵۴ | ۲۱۵ | ۱۵۸ | ۱۳۸ | ۲۴ | ۱۳۸ | ۵۴ |
| Ta | ۲٫۹ | ۴ | ۰٫۸ | ۰٫۴ | ۰٫۵ | ۰٫۵ | ۰٫۴ | ۰٫۹ | ۰٫۷ | ۱٫۳ |
| Nb | ۵۷٫۲ | ۶۱٫۸ | ۹٫۸ | ۴٫۸ | ۳٫۴ | ۵٫۳ | ۴٫۲ | ۸٫۸ | ۷٫۷ | ۲۱٫۱ |
| Zr | ۱۱۹۴ | ۱۶۳۵ | ۱۴۱ | ۱۰۰ | ۵۱ | ۹۲ | ۷۱ | ۱۳۹ | ۱۴۶ | ۳۳۴ |
| Hf | ۲۲٫۴ | ۴۵٫۸ | ۵٫۵ | ۲٫۵ | ۱٫۹ | ۲٫۵ | ۲٫۶ | ۵٫۴ | ۴٫۷ | ۱۱ |
| Th | ۸٫۱۴ | ۱۲٫۴۷ | ۱۰۰٫۷ | ۰٫۹۵ | ۰٫۳۳ | ۲٫۶۹ | ۲٫۲۷ | ۱۱٫۵۷ | ۷٫۹۷ | ۱۲٫۴۳ |
| U | ۲٫۱۲ | ۲٫۹۶ | ۷٫۱۹ | ۰٫۴۴ | ۰٫۱۱ | ۰٫۹۲ | ۱٫۵۱ | ۵٫۹۱ | ۴٫۰۲ | ۳٫۶۵ |
| Ga | ۳۸٫۱ | ۴۰ | ۱۵٫۷ | ۱۵٫۱ | ۱۴٫۳ | ۱۶٫۹ | ۱۴٫۷ | ۱۷٫۲ | ۳۰٫۶ | ۲۹٫۹ |
| Y | ۱۵۰٫۴ | ۲۰۷٫۳ | ۲۹٫۳ | ۲۲٫۱ | ۲۲٫۲ | ۲۱٫۷ | ۲۴٫۴ | ۲۶٫۹ | ۱۲٫۷ | ۶۶٫۹ |
| La | ۴۹٫۳ | ۸۶ | ۲۵٫۴ | ۱۱٫۲ | ۴ | ۲۹٫۲ | ۲۱٫۱ | ۲۲٫۹ | ۷ | ۴۳٫۲ |
| Ce | ۱۲۲٫۲ | ۱۸۸٫۱ | ۵۵٫۵ | ۲۰٫۸ | ۱۰٫۲ | ۷۵٫۴ | ۵۷٫۶ | ۴۷٫۱ | ۱۲٫۹ | ۹۰٫۸ |
| Pr | ۱۸٫۱۶ | ۲۵٫۸۶ | ۶٫۴۷ | ۲٫۴۷ | ۱٫۶۴ | ۹۰٫۶ | ۷٫۷۶ | ۵٫۴۸ | ۱٫۵ | ۱۱٫۶۵ |
| Nd | ۸۲ | ۱۱۱٫۱ | ۲۳٫۵ | ۱۰٫۲ | ۸٫۵ | ۳۷٫۴ | ۲۹٫۳ | ۱۹٫۶ | ۵٫۵ | ۴۷٫۴ |
| Sm | ۲۲٫۰۹ | ۲۸٫۹۳ | ۴٫۶ | ۲٫۸۷ | ۲٫۷۴ | ۷٫۸۸ | ۵٫۶۷ | ۴٫۱۵ | ۱٫۳۶ | ۱۰٫۸۹ |
| Eu | ۴٫۴۳ | ۵٫۵۴ | ۰٫۷۸ | ۰٫۹۱ | ۱٫۱۳ | ۱٫۵۶ | ۲٫۱۳ | ۰٫۷۲ | ۰٫۴۶ | ۱٫۹۸ |
| Gd | ۲۳٫۴۴ | ۳۱٫۷۸ | ۴٫۵۹ | ۳٫۱۶ | ۳٫۳۴ | ۶٫۸۶ | ۵٫۳۶ | ۳٫۹۴ | ۱٫۴۹ | ۱۱٫۳۲ |
| Tb | ۴٫۳۵ | ۵٫۹۱ | ۰٫۷۵ | ۰٫۵۹ | ۰٫۶۳ | ۰٫۹۲ | ۰٫۷۸ | ۰٫۶۵ | ۰٫۲۷ | ۱٫۹۶ |
| Dy | ۲۸٫۹۶ | ۳۸٫۷۸ | ۴٫۸۵ | ۴٫۲۱ | ۴٫۲۳ | ۴٫۸۸ | ۴٫۸۲ | ۴٫۲۹ | ۱٫۹۸ | ۱۱٫۹۹ |
| Ho | ۶٫۱۹ | ۸٫۴۸ | ۱٫۰۳ | ۰٫۹ | ۰٫۸۹ | ۰٫۸۸ | ۰٫۹۸ | ۰٫۹۲ | ۰٫۴۶ | ۲٫۵ |
| Er | ۱۹٫۱۸ | ۲۶٫۵۵ | ۳٫۱۹ | ۲٫۵۱ | ۲٫۶۹ | ۳٫۵۳ | ۳٫۷۵ | ۳٫۱۱ | ۱٫۵۹ | ۷٫۶۲ |
| Tm | ۲٫۹۵ | ۳٫۸۷ | ۰٫۵ | ۰٫۳۸ | ۰٫۳۹ | ۰٫۳۶ | ۰٫۴۱ | ۰٫۴۸ | ۰٫۲۷ | ۱٫۱۴ |
| Yb | ۲۰٫۷۸ | ۲۵٫۴۶ | ۳٫۲۴ | ۲٫۴۷ | ۲٫۳۹ | ۲٫۰۴ | ۲٫۳۸ | ۲٫۲ | ۱٫۸۱ | ۷٫۲۳ |
| Lu | ۴٫۶۱ | ۴٫۸۴ | ۰٫۶۷ | ۰٫۴۶ | ۰٫۴۶ | ۰٫۴۸ | ۰٫۴۶ | ۰٫۴۹ | ۰٫۳ | ۱٫۵ |

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی الکترونی و محاسبه فرمول ساختاری کانی آمفیبول در سنگ‌های گرانودیوریتی.

| نمونه | H.4 | H.5 | H.6 | H.13 | H.14 | H.15 | H.21 | H.22 | H.23 | H.24 | H.25 | H.26 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | ۴۹,۳۳ | ۴۵,۹۱ | ۴۴,۷۵ | ۴۷,۶۹ | ۴۵,۱۸ | ۴۵,۳۲ | ۴۶,۳۳ | ۴۸,۱۴ | ۴۸,۳۶ | ۴۵,۰۸ | ۴۷,۸۳ | ۴۷,۶۵ |
| TiO ₂ | ۰,۶۶ | ۱,۰۰ | ۱,۳۷ | ۰,۷۸ | ۰,۸۱ | ۱,۰۰ | ۱,۲۵ | ۰,۶۳ | ۱,۳۸ | ۱,۴۲ | ۰,۸۷ | ۰,۹۴ |
| Al ₂ O ₃ | ۲,۷۲ | ۴,۹۵ | ۵,۱۵ | ۳,۹۸ | ۵,۰۸ | ۵,۱۰ | ۵,۱۷ | ۴,۳۷ | ۴,۸۰ | ۵,۹۴ | ۴,۷۸ | ۵,۰۷ |
| FeO | ۲۷,۵۷ | ۲۸,۰۷ | ۲۸,۵۵ | ۲۵,۵۴ | ۲۶,۷۹ | ۲۵,۳۶ | ۲۶,۳۹ | ۲۷,۳۴ | ۲۶,۶۲ | ۲۶,۵۰ | ۲۶,۳۷ | ۲۶,۹۱ |
| MnO | ۰,۲۹ | ۰,۴۱ | ۰,۳۴ | ۰,۲۶ | ۰,۳۸ | ۰,۳۶ | ۰,۲۶ | ۰,۳۱ | ۰,۳۸ | ۰,۲۳ | ۰,۳۳ | ۰,۳۷ |
| MgO | ۶,۳۷ | ۵,۷۱ | ۵,۴۰ | ۵,۹۷ | ۶,۱۴ | ۶,۶۵ | ۶,۵۴ | ۵,۹۲ | ۶,۰۴ | ۶,۳۶ | ۶,۳۷ | ۵,۷۱ |
| CaO | ۱۰,۵۹ | ۹,۴۸ | ۹,۸۵ | ۱۰,۵۳ | ۹,۷۴ | ۹,۸۱ | ۹,۸۵ | ۱۰,۵۲ | ۱۰,۷۷ | ۱۰,۴۲ | ۹,۱۶ | ۱۰,۸۳ |
| Na ₂ O | ۰,۹۶ | ۲,۴۸ | ۲,۳۱ | ۱,۳۶ | ۲,۱۱ | ۲,۲۸ | ۲,۴۸ | ۱,۵۲ | ۰,۵۷ | ۱,۵۳ | ۲,۴۱ | ۱,۴۲ |
| K ₂ O | ۰,۵۶ | ۰,۷۷ | ۰,۹۶ | ۰,۷۳ | ۰,۷۹ | ۰,۷۹ | ۰,۷۱ | ۰,۸۲ | ۰,۸۷ | ۰,۷۷ | ۰,۷۵ | ۰,۷۰ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰,۰۰ | ۰,۰۳ | ۰,۰۰ | ۰,۰۳ | ۰,۰۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰ |
| مجموع | ۹۸,۹۶ | ۹۸,۸۱ | ۹۸,۶۸ | ۹۶,۸۷ | ۹۷,۰۲ | ۹۶,۶۸ | ۹۸,۸۹ | ۹۹,۵۷ | ۹۹,۷۹ | ۹۸,۳۶ | ۹۸,۸۸ | ۹۹,۶۱ |
| Si | ۷,۴۶ | ۷,۰۳ | ۶,۹۲ | ۷,۴۳ | ۷,۰۲ | ۷,۰۵ | ۷,۰۵ | ۷,۳۰ | ۷,۲۴ | ۶,۹۰ | ۷,۲۳ | ۷,۲۳ |
| Al ^{IV} | ۰,۴۹ | ۰,۸۹ | ۰,۹۴ | ۰,۵۷ | ۰,۹۳ | ۰,۹۴ | ۰,۹۳ | ۰,۷۰ | ۰,۷۴ | ۱,۰۷ | ۰,۷۷ | ۰,۷۷ |
| Fe ³⁺ | ۰,۰۵ | ۰,۰۷ | ۰,۱۴ | ۰,۰۰ | ۰,۰۵ | ۰,۰۱ | ۰,۰۳ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۳ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ |
| T مجموع | ۸,۰۰ | ۸,۰۰ | ۸,۰۰ | ۸,۰۰ | ۸,۰۰ | ۸,۰۰ | ۸,۰۰ | ۸,۰۰ | ۸,۰۰ | ۸,۰۰ | ۸,۰۰ | ۸,۰۰ |
| Al ^{VI} | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۱۶ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۸ | ۰,۱۱ | ۰,۰۰ | ۰,۰۹ | ۰,۱۴ |
| Ti | ۰,۰۸ | ۰,۱۲ | ۰,۱۶ | ۰,۰۹ | ۰,۰۹ | ۰,۱۲ | ۰,۱۴ | ۰,۰۷ | ۰,۱۶ | ۰,۱۶ | ۰,۱۰ | ۰,۱۱ |
| Fe ²⁺ | ۰,۵۵ | ۰,۷۳ | ۰,۶۱ | ۰,۱۶ | ۰,۷۵ | ۰,۵۹ | ۰,۵۸ | ۰,۴۵ | ۰,۵۳ | ۰,۷۶ | ۰,۶۶ | ۰,۳۴ |
| Mg | ۱,۴۴ | ۱,۳۰ | ۱,۲۴ | ۱,۳۹ | ۱,۴۲ | ۱,۵۴ | ۱,۴۹ | ۱,۳۴ | ۰,۳۵ | ۱,۴۵ | ۱,۴۴ | ۱,۲۹ |
| Fe ²⁺ | ۲,۸۹ | ۲,۷۹ | ۲,۹۴ | ۳,۱۷ | ۲,۶۸ | ۲,۷۰ | ۲,۷۶ | ۳,۰۲ | ۲,۸۱ | ۲,۶۰ | ۲,۶۷ | ۳,۰۸ |
| Mn | ۰,۰۴ | ۰,۰۵ | ۰,۰۴ | ۰,۰۳ | ۰,۰۵ | ۰,۰۵ | ۰,۰۳ | ۰,۰۴ | ۰,۰۵ | ۰,۰۳ | ۰,۰۴ | ۰,۰۵ |
| C مجموع | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ |
| Ca | ۱,۷۲ | ۱,۵۶ | ۱,۶۳ | ۱,۷۶ | ۱,۶۲ | ۱,۶۴ | ۱,۶۱ | ۱,۷۱ | ۱,۷۳ | ۱,۷۱ | ۱,۴۸ | ۱,۷۶ |
| Na | ۰,۲۸ | ۰,۴۴ | ۰,۳۷ | ۰,۲۴ | ۰,۳۸ | ۰,۳۶ | ۰,۳۹ | ۰,۲۹ | ۰,۱۷ | ۰,۲۹ | ۰,۵۲ | ۰,۲۴ |
| B مجموع | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۱,۹۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ | ۲,۰۰ |
| Na | ۰,۰۰ | ۰,۲۹ | ۰,۳۲ | ۰,۱۷ | ۰,۲۶ | ۰,۳۲ | ۰,۳۴ | ۰,۱۶ | ۰,۰۰ | ۰,۱۶ | ۰,۱۹ | ۰,۱۸ |
| K | ۰,۱۱ | ۰,۱۵ | ۰,۱۹ | ۰,۱۵ | ۰,۱۶ | ۰,۱۶ | ۰,۱۴ | ۰,۱۶ | ۰,۱۷ | ۰,۱۵ | ۰,۱۴ | ۰,۱۴ |
| A مجموع | ۰,۱۱ | ۰,۴۴ | ۰,۵۱ | ۰,۳۱ | ۰,۴۱ | ۰,۴۸ | ۰,۴۸ | ۰,۳۲ | ۰,۱۷ | ۰,۳۱ | ۰,۳۳ | ۰,۳۲ |

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی الکترونی و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های فلدسپات در سنگ‌های گرانودیوریتی.

| نمونه | H.8 | H.9 | H.10 | H.11 | H.12 | H.16 | H.17 | H.18 | H.19 | H.20 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | ۶۶,۶۱ | ۶۷,۳۱ | ۶۷,۶۶ | ۶۷,۵۰ | ۶۴,۵۹ | ۶۶,۸۴ | ۶۷,۲۲ | ۶۳,۴۳ | ۶۴,۲۵ | ۶۴,۱۱ |
| TiO ₂ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ |
| Al ₂ O ₃ | ۱۹,۳۲ | ۱۹,۷۹ | ۱۹,۷۹ | ۱۹,۷۵ | ۱۸,۱۶ | ۱۹,۷۴ | ۲۰,۲۰ | ۱۹,۳۸ | ۱۹,۰۳ | ۱۸,۵۳ |
| FeO | ۰,۰۶ | ۰,۰۹ | ۰,۱۰ | ۰,۱۲ | ۰,۰۱ | ۰,۱۰ | ۰,۳۳ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ |
| MnO | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ |
| MgO | ۰,۰۱ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ |
| CaO | ۰,۸۷ | ۰,۵۲ | ۰,۵۴ | ۰,۴۵ | ۰,۰۰ | ۰,۳۸ | ۰,۲۹ | ۰,۵۱ | ۰,۳۳ | ۰,۳۵ |
| Na ₂ O | ۱۰,۹۸ | ۱۱,۳۱ | ۱۰,۷۷ | ۱۲,۲۵ | ۰,۱۸ | ۱۱,۶۹ | ۱۲,۱۶ | ۰,۶۶ | ۰,۴۲ | ۰,۲۳ |
| K ₂ O | ۰,۰۵ | ۰,۲۸ | ۰,۱۰ | ۰,۰۶ | ۱۶,۳۴ | ۰,۰۴ | ۰,۱۱ | ۱۴,۹۶ | ۱۵,۷۹ | ۱۵,۰۵ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰,۰۱ | ۰,۰۲ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ |
| مجموع | ۹۷,۹۲ | ۹۹,۳۳ | ۹۸,۹۷ | ۱۰۰,۱۴ | ۹۹,۳۰ | ۹۸,۸۱ | ۱۰۰,۳۳ | ۹۸,۹۶ | ۹۹,۸۳ | ۹۸,۲۸ |
| Si | ۲,۹۸ | ۲,۹۷ | ۳,۰۱ | ۲,۹۳ | ۳,۰۱ | ۲,۹۵ | ۲,۹۲ | ۲,۹۷ | ۲,۹۷ | ۳,۰۲ |
| Ti | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ |
| Al | ۱,۰۲ | ۱,۰۳ | ۱,۰۳ | ۰,۰۱ | ۱,۰۰ | ۱,۰۳ | ۱,۰۳ | ۰,۰۶ | ۱,۰۴ | ۱,۰۳ |
| Fe ²⁺ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ |
| Mn | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ |
| Mg | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ |
| Ca | ۰,۰۴ | ۰,۰۲ | ۰,۰۳ | ۰,۰۲ | ۰,۰۰ | ۰,۰۲ | ۰,۰۱ | ۰,۰۲ | ۰,۰۲ | ۰,۰۲ |
| Na | ۰,۹۵ | ۰,۹۷ | ۰,۹۳ | ۱,۰۳ | ۰,۰۲ | ۱,۰۰ | ۱,۰۳ | ۰,۰۶ | ۰,۰۴ | ۰,۰۲ |
| K | ۰,۰۰ | ۰,۰۲ | ۰,۰۱ | ۰,۰۰ | ۰,۹۷ | ۰,۰۰ | ۰,۰۰ | ۰,۸۹ | ۰,۹۳ | ۰,۹۱ |
| مجموع | ۴,۹۹ | ۵,۰۱ | ۵,۰۱ | ۴,۹۹ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ | ۴,۹۹ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ | ۵,۰۰ |
| Ab | ۹۵,۵ | ۹۵,۹ | ۹۶,۷ | ۹۷,۷ | ۱,۶ | ۹۸,۰ | ۹۸,۶ | ۶,۲ | ۳,۹ | ۲,۲ |
| An | ۲,۴ | ۲,۵ | ۲,۷ | ۲,۰۰ | ۰,۰۰ | ۱,۸ | ۱,۳ | ۲,۶ | ۱,۶ | ۱,۹ |
| Or | ۰,۳ | ۱,۶ | ۰,۶ | ۰,۳ | ۹۸,۴ | ۰,۲ | ۰,۱ | ۹۱,۲ | ۹۴,۵ | ۹۵,۹ |

بحث و بررسی

زمین شناسی منطقه

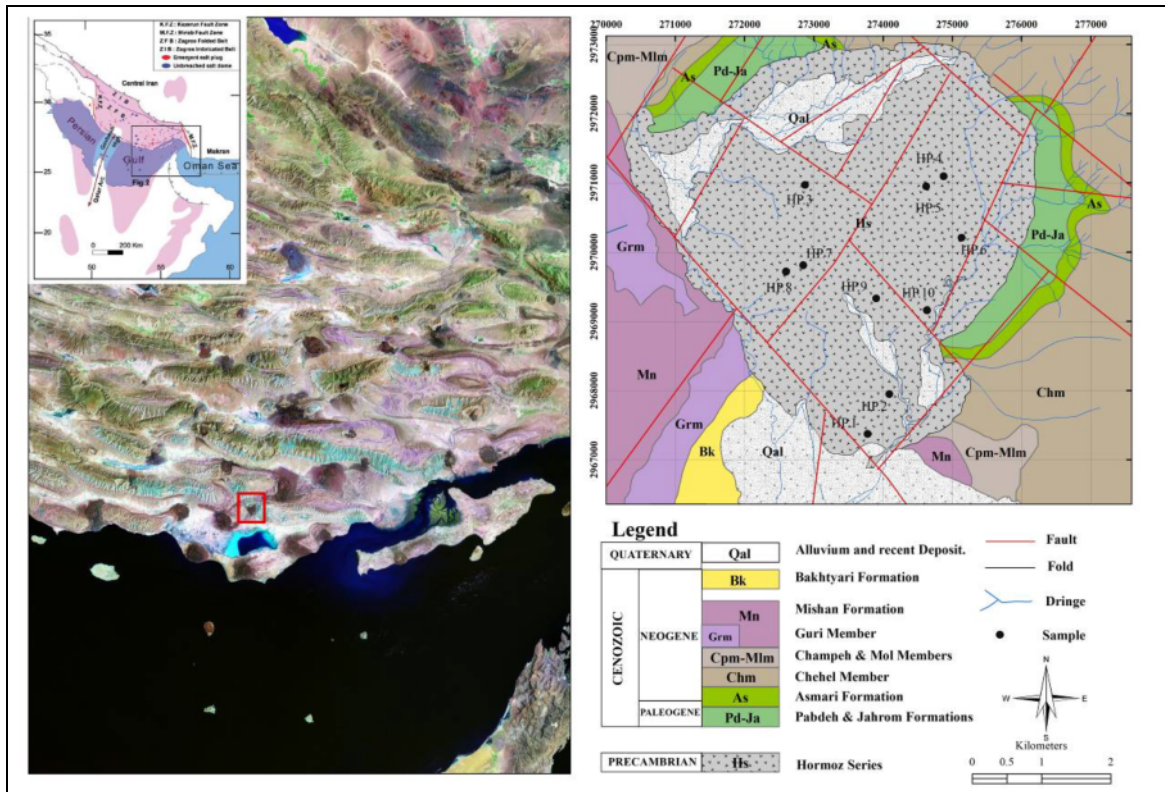
گنبد نمکی چمپه به شکل یک مثلث متساوی الساقین با طول ساق ۵ کیلومتر است [۱]. این گنبد نمکی در قسمت شرقی تاقدیس چمپه با روند محوری شرقی- غربی، نفوذ کرده است. سازند شیلی پابده و آهک جهرم به علت نفوذ این تراشکافت در سطح نمایان شده‌اند (شکل ۱). این دو سازند در بسیاری نقاط غیر قابل تفکیک در نظر گرفته می‌شوند. سازند جهرم بیشتر از سنگ آهک خاکستری، سنگ آهک دولومیتی و دولومیت تشکیل شده است. سنگ نهشته‌های وابسته به سازند آسماری در برگیرنده سنگ آهک توده‌ای تا ضخیم لایه، به رنگ کرم تا قهوه‌ای است. رسوب‌های تبخیری گچساران در فارس ساحلی شامل سه عضو چهل، چمپه و مول است. عضو چهل شامل انیدریت و سنگ گچ با تک‌لایه‌های سنگ آهک ماسه‌ای به رنگ خاکستری روشن است. سن این عضو با توجه به جایگاه چین‌نگاری و رخساره‌ای، الیگو - میوسن در نظر گرفته شده است. عضو چمپه در برگیرنده سنگ آهک گچی چاک‌دار به رنگ زرد مایل به کرم با تناوب مارن‌های گچی و سنگ گچ به رنگ قرمز است. این عضو همچنین دارای فسیل‌هایی از دوکفه- ای است. عضو مول دارای رخساره‌ی سنگ‌شناسی مارن‌های قرمز و سبز مایل به خاکستری، مارن‌های گچی، سنگ گچ در تناوب با سنگ آهک گچی و نوارهای نازکی از میکروکنگلومر است. رخنمون‌های سازند میشان در بخش غربی گنبد نمکی نمایان هستند. رنگ عمومی این سازند سبز تا سبز مایل به خاکستری است. عضو گوری در برخی نقاط در زیر سازند میشان جای می‌گیرد و در واقع تغییرات جانبی شدید سازند میشان در بخش پایینی است. این عضو از سنگ آهک ضخیم تا توده‌ای تشکیل شده است. کنگلومرای بختیاری به سبب منابع تغذیه کننده ناهمسان، از قلوه‌های آهکی، آذرین و دگرگونی ساخته شده است. لایه‌های آن دارای شیب ملایم است [۶]. گنبد نمکی چمپه دارای لایه‌های نمکی در قسمت پایین و بیشتر ستیغ مانند بوده که واحدهای رسوبی گروه فارس را قطع کرده است. بر این نمک‌ها واحدهای کربناتی و سنگ‌های آذرین اسیدی و بازی قرار دارند. سنگ‌های آذرین اسیدی و حدواسط گسترش بیشتری دارند که در بعضی نقاط به شدت دچار دگرسانی آرژیلیک (رسی) شده‌اند. این گروه از سنگ‌ها شامل ریولیت، ریوداسیت، داسیت، آندزیت تراکی و آندزیت‌بازالت و توف‌های اسیدی است [۱]. مهم‌ترین سنگ‌های نفوذی این گنبد نمکی گرانودیوریت است.

سنگ‌های آذرین اسیدی: در سنگ‌های ریولیتی، بافت‌های اصلی نهان بلوری پورفیری و شیشه پورفیری هستند. درشت

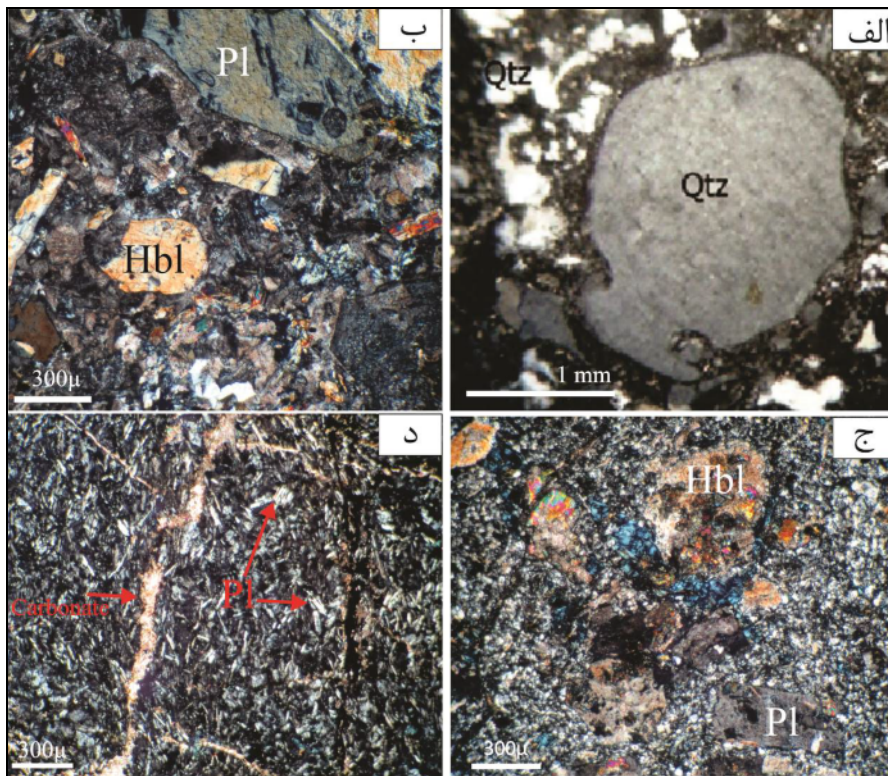
بلورهای کوچک کوارتز با خاموشی مستقیم و به صورت تک بلور کانی اصلی این سنگ‌ها هستند (شکل ۲ الف). بعضی از این بلورها خوردگی خلیجی شکل نشان می‌دهند که بیانگر شرایط غیر تعادلی در زمان تبلور این بلورهاست. از دیگر کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز سدیمی، سانیدین و بیوتیت هستند. بلورهای پلاژیوکلاز از نوع آلبیت هستند و به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شوند. بلورهای نیمه شکل‌دار و بی‌شکل فلدسپار قلیایی به صورت بلور و ریزبلور در زمینه سنگ دیده می‌شوند که به مقدار جزئی آرژیلیکی شده‌اند. بیوتیت به صورت ریز درشت بلور و ریزبلور در زمینه سنگ دیده می‌شود. بعضی از ریزدرشت بلورهای بیوتیت خوردگی نشان می‌دهند. بلورهای مات شکل‌دار روی بعضی از آنها به صورت میانبار دیده می‌شود. کانی‌های مات (مگنتیت و ایلمنیت)، زیرکن، آپاتیت و اسفن از کانی‌های فرعی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند و فراوانی آنها به حدود ۳ درصد حجمی سنگ می‌رسد. از مهم‌ترین کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها می‌توان به کلریت، اپیدوت و سریسیت اشاره کرد.

در سنگ‌های گرانودیوریتی، بافت اصلی سنگ پورفیری و میان دانه‌ای است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز و بیوتیت هستند (شکل ۲ ب). بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز از نوع آلبیت با ماکل تکراری هستند. فراوانی پلاژیوکلازها به حدود ۶۵ درصد می‌رسد. آمفیبول‌ها مهم‌ترین کانی فرومنیزین این سنگ‌ها هستند که گاهی فراوانی آنها به حدود ۳۰ درصد نیز می‌رسد. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل در ابعاد کوچک در زمینه بین کانی‌ها دیده می‌شود. فراوانی کوارتز کمتر از ۵ درصد است. مهم‌ترین کانی‌های فرعی گرانودیوریت‌ها زیرکن، آپاتیت و کانی‌های مات هستند که حدود ۲ درصد حجم سنگ را شامل می‌شوند. کانی‌های ثانویه این سنگ سریسیت، اپیدوت و کربنات هستند.

سنگ‌های حدواسط: بافت اصلی در آندزیت‌های تراکی، پورفیری ریزسنگی است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند (شکل ۲ پ). بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار پلاژیوکلاز از نوع آندزین هستند. آمفیبول به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار کدر شده و کلریتی هستند که ابعاد آنها تا ۱ میلی‌متر می‌رسد. زمینه ریزسنگی با حالت جریان‌ی مشخص از بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز و آمفیبول‌های ریز تشکیل شده است. مهم‌ترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها کانی‌های مات هستند که به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار حدود ۲ درصد حجمی نمونه را شامل می‌شوند. کلریت، سریسیت، اپیدوت و کربنات مهم‌ترین کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند.



شکل ۱ جایگاه پراکندگی گنبد های نمکی جنوب ایران در تصویر ماهواره ای و نقشه زمین شناسی گنبد نمکی چمپه [۶].



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی از الف) درشت بلور کوارتز در سنگ های ریولیتی، ب) بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در سنگ های گرانودیوریتی، پ) سنگ های آندزیتی با درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در زمینه ای از ریزسنگ پلاژیوکلاز و ت) ریزسنگ های پلاژیوکلاز در سنگ های بازالتی، (همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع، XPL تهیه شده اند).

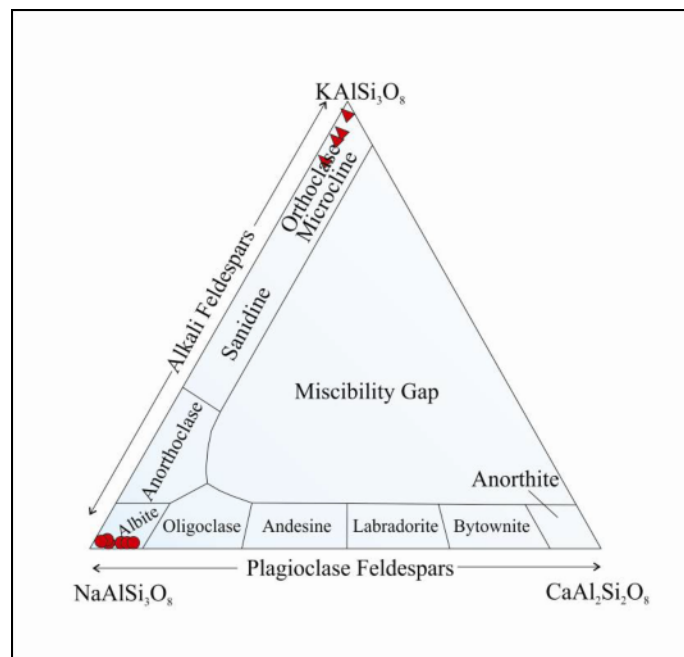
کلریتی را نشان می‌دهند. کلینوپیروکسن بصورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در ابعاد کوچک‌تر از ۱/۵ میلی‌متر حضور دارند. دگرسانی به کلریت در مسیر شکستگی‌ها قابل مشاهده است. زمینه سنگ از ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز و بلور-های کوچک پیروکسن تشکیل شده است که گاه حالت جریان‌ی نشان می‌دهد. دگرسانی ضعیف کلریتی در زمینه سنگ دیده می‌شود.

شیمی کانی‌های سنگ‌های گرانودیوریتی

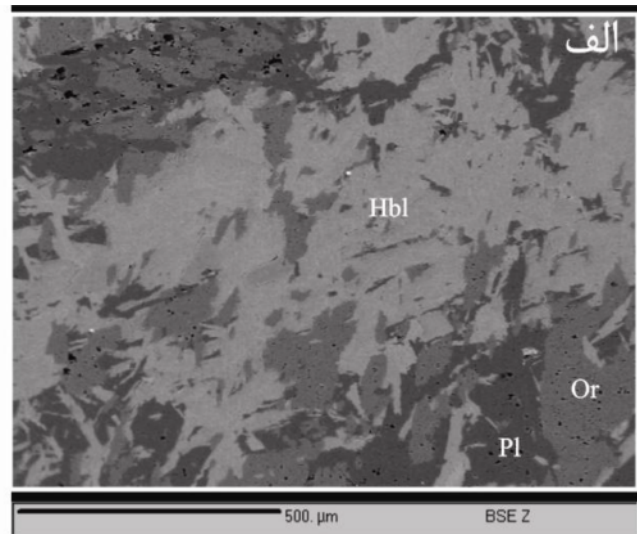
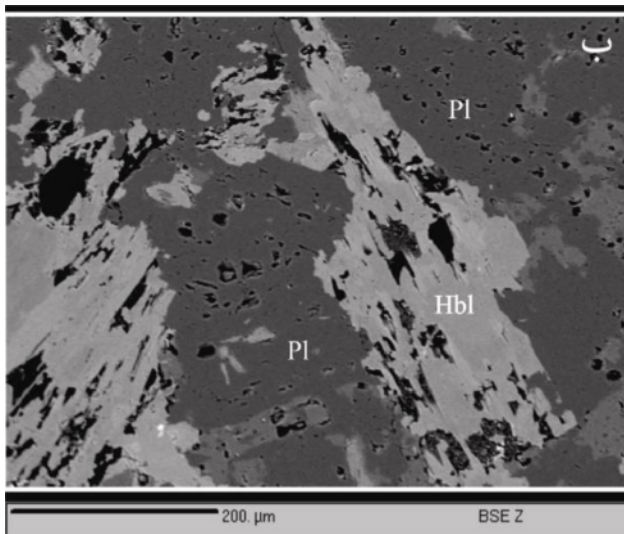
فلدسپارها: فرمول ساختاری پلاژیوکلازها بر اساس ۵ کاتیون و ۸ اکسیژن محاسبه شده است. انواع فلدسپارها توسط اعضای نهایی مهم Or، Ab و An تعیین می‌شود که در نمودار مثلثی Ab-An-Or هم داده‌های مربوط به فلدسپار قلیایی و هم پلاژیوکلاز آورده شده است. برای پی بردن به ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی ۶ نقطه بررسی شدند. ترکیب شیمیایی این پلاژیوکلازها در گستره آلبیت قرار دارد (شکل ۳). از آنجا که آمفیبول و پلاژیوکلاز به صورت همزیست در کنار هم حضور دارند و منطقه‌بندی ویژه‌ای در پلاژیوکلازها دیده نمی‌شود (شکل ۴)، می‌توان از این زوج کانی‌ها برای تعیین دمای تبلور سنگ استفاده کرد [۷]. همچنین از فلدسپات‌های قلیایی موجود در این سنگ‌ها، ۴ نقطه تجزیه شدند که فلدسپات‌ها ترکیب ارتوز را نشان می‌دهند.

بافت غالب در آندزیت‌بازالت‌ها، ریزسنگی تا پورفیری ریزسنگی است. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز و آمفیبول مهم‌ترین کانی‌های اصلی هستند. ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز جهت‌یابی مشخصی را نشان می‌دهند. در برخی نقاط، بلورهای درشت‌تر پلاژیوکلاز (تا ۱ میلی‌متر) از نوع آندزین- لابرادوریت دیده می‌شود. پلاژیوکلازها بیشتر سریسیتی شده‌اند. در فضای بین تیغه‌های پلاژیوکلاز، تعدادی کانی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار کاملاً کدر شده دیده می‌شود که احتمالاً از نوع آمفیبول بوده‌اند. ابعاد آنها تا ۰/۵ میلی‌متر می‌رسد. زمینه‌سنگ به شدت دستخوش کدرشدن شده که این باعث تیرگی رنگ سنگ شده است. همچنین در محل حفره‌ها و فضاهای بین پلاژیوکلازها، کلریت بصورت ثانویه تشکیل شده است. کانی‌های مات (اغلب اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن) مهم‌ترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. کانی‌های ثانویه شامل کلریت، سریسیت و کربنات هستند.

سنگ‌های بازی: در سنگ‌های بازالتی، بافت پورفیری ریزسنگی قابل مشاهده است (شکل ۲ ت). بلورهای شکل‌دار تا نیمه-شکل‌دار پلاژیوکلاز نوع لابرادوریت از کانی‌های اصلی هستند. ابعاد آنها تا ۱ میلی‌متر می‌رسد. ماکل نواری و کتابی و گاه منطقه‌بندی در این بلورها دیده می‌شود و بافت غربالی نیز در برخی بلورها وجود دارد. این بافت‌ها نشان دهنده شرایط غیر تعادلی طی تبلور آنهاست. برخی بلورها دگرسانی سریسیتی و



شکل ۳ نمودار تقسیم‌بندی فلدسپات‌ها با اعضای نهایی Or، Ab و An.



شکل ۴ تصاویر الکترونی پس پراکنده (BSE) از کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و ارتوز در سنگ‌های گرانودیوریتی.

بر حسب کیلو بار و بر اساس مقدار آلومینیوم کل موجود در آمفیبول‌ها ارائه شده است [۱۱-۱۴]. همه آنها از رابطه خطی $P = a \cdot Al^{total} + b$ پیروی می‌کنند و تنها تفاوت آنها در ضرایب a و b است، ولی به عقیده موج و همکاران [۱۵] در فشارهای پایین (کمتر از ۲/۵ کیلو بار) در ماگماهای گرانیتوئیدی آهکی قلیایی رابطه بین فشار و Al^{total} خطی نیست و از رابطه زیر پیروی می‌کند:

$$P = 0.5 + 0.331 \times Al^{total} + 0.995(Al^{total})^2 \quad (1)$$

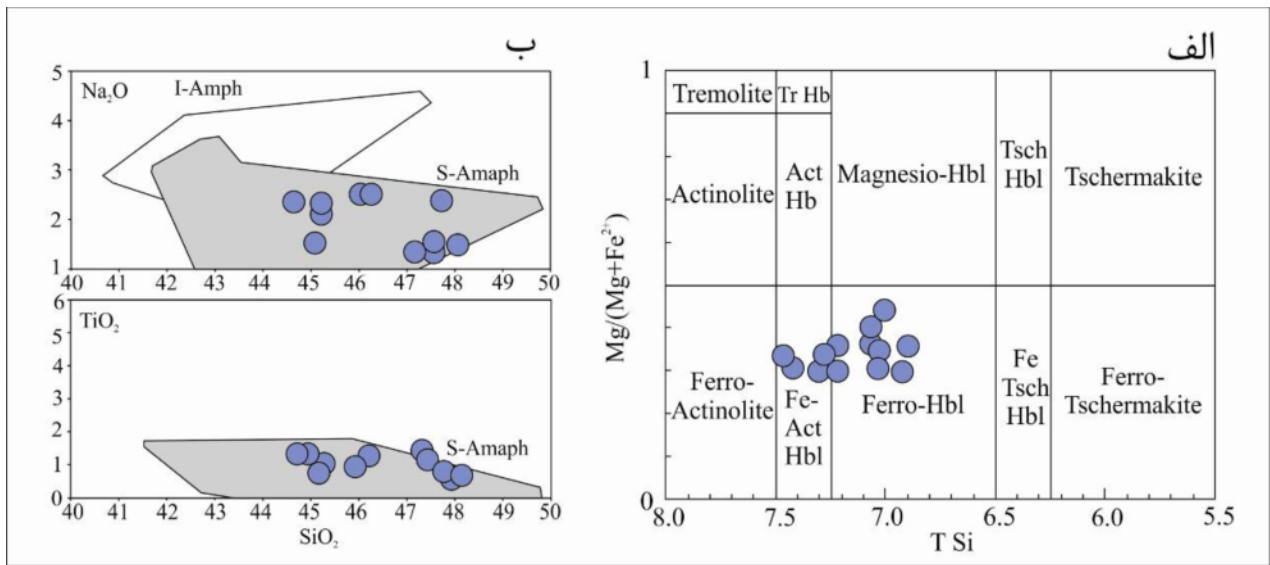
نتایج فشارسنجی براساس این واسنجی در جدول ۴ آورده شده است.

جهت تعیین دمای تبلور آمفیبول در سنگ‌های مورد بررسی از روش ارائه شده توسط هانفری و همکاران [۱۶] استفاده می‌شود که رابطه تجربی بین پرشدگی جایگاه A در آمفیبول و دمای تبلور را $T = 479.8 \times (Na + K)^{[A]} + 643.5$ به دست آورد. بررسی‌های او نشان داد که ۹۵٪ دماهای محاسبه شده توسط این دماسنج از دقت قابل قبولی برخوردارند. نتایج محاسبه دمای تبلور آمفیبول براساس این واسنجی در جدول ۴ آورده شده است. همچنین دانیال و همکاران [۱۷] با در نظر گرفتن ارتباط مستقیم میان تغییرات فشار و دما از معادله $T = 25.3 \times P + 645.9$ برای محاسبه دمای تبلور آمفیبول استفاده کردند. برای محاسبه دمای سنگ‌های مورد بررسی به منظور خطای کمتر محاسبات از نتایج فشارسنجی به روش مرجع [۱۵] استفاده شد (جدول ۴).

آمفیبول‌ها: برای محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها، از روش بهنجار کردن ۱۳ کاتیون استفاده شد. این روش بهترین نتیجه را برای محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها ارائه می‌کند [۸]. بر اساس رده‌بندی مرجع [۹]، همه آمفیبول‌ها از آمفیبول‌های کلسیمی هستند و در زیر گروه‌های هورنبلندهای آهن‌دار و اکتینولیت-هورنبلندهای آهن‌دار قرار دارند (شکل ۵ الف). از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول‌های برآمده از زینولیت‌های گوشته، می‌توان برای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی ماگمایی مختلف (مانند محیط‌های فرورانشی یا درون صفحه‌ای) استفاده کرد. آمفیبول‌های وابسته به فرورانش (S-Amph)، مقدار TiO_2 و Na_2O پایین‌تری نسبت به انواع میان صفحه‌ای (I-Amph) دارند [۱۰]. بر اساس نمودار رده‌بندی زمین‌ساختی ماگمایی مرجع [۱۰]، آمفیبول‌های موجود در این زینولیت‌ها در گسترده آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش قرار دارند (شکل ۵ ب).

فشار- دما سنجی آمفیبول

آمفیبول بهترین کانی دما و فشارسنجی در سنگ‌های آهکی قلیایی است، زیرا تقریباً در همه توده‌های نفوذی آهکی قلیایی مستقل از ترکیب بازی، حدواسط یا اسیدی متبلور می‌شود و در شرایط مختلفی از دما و فشار پایدار است [۹]. عناصر بسیاری می‌توانند در ساختار آمفیبول شرکت کنند که مقدار برخی از آنها تابع شرایط فشار، دما و گریزندگی اکسیژن محیط تبلور است [۱۱]. واسنجی‌های مختلفی برای تعیین فشار تبلور



شکل ۵ الف) نمودار رده‌بندی آمفیبول موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی و ب) نمودار زمین‌ساختی ماگمایی آمفیبول‌ها بر اساس SiO_2 نسبت به Na_2O و TiO_2 .

جدول ۴ فشار، دما و گریزندگی اکسیژن در آمفیبول‌ها.

| شماره نمونه | P (kbar); [17] | T °C [18] | T °C [6] | Log f_{O_2} [22] |
|-------------|----------------|-----------|----------|--------------------|
| H.4 | ۰.۹۰ | ۶۹۶.۶۳ | ۶۶۸.۶۳ | -۱۷.۷۳ |
| H.5 | ۱.۵۹ | ۸۵۶.۱۲ | ۶۸۶.۱۵ | -۱۷.۰۳ |
| H.6 | ۱.۶۹ | ۸۹۰.۰۷ | ۶۸۸.۶۰ | -۱۶.۹۳ |
| H.13 | ۱.۲۷ | ۷۹۳.۵۵ | ۶۷۸.۱۱ | -۱۷.۳۵ |
| H.14 | ۱.۶۷ | ۸۴۲.۱۰ | ۶۸۸.۱۴ | -۱۶.۹۵ |
| H.15 | ۱.۶۸ | ۸۷۴.۲۳ | ۶۸۸.۴۳ | -۱۶.۹۴ |
| H.21 | ۱.۶۷ | ۸۷۳.۲۳ | ۶۸۸.۰۴ | -۱۶.۹۵ |
| H.22 | ۱.۳۷ | ۷۹۴.۶۲ | ۶۸۰.۴۶ | -۱۷.۲۵ |
| H.23 | ۱.۵۰ | ۷۲۳.۳۹ | ۶۸۳.۸۰ | -۱۷.۱۲ |
| H.24 | ۲.۰۰ | ۷۹۲.۹۳ | ۶۹۶.۳۹ | -۱۶.۶۳ |
| H.25 | ۱.۵۰ | ۸۰۴.۵۳ | ۶۸۳.۹۷ | -۱۷.۱۱ |
| H.26 | ۱.۶۲ | ۷۹۵.۶۴ | ۶۸۶.۸۵ | -۱۷.۰۰ |
| بیشینه | ۲.۰۰ | ۸۹۰.۰۷ | ۶۹۶.۳۹ | -۱۶.۶۳ |
| کمینه | ۰.۹۰ | ۶۹۶.۶۳ | ۶۶۸.۶۳ | -۱۷.۷۳ |
| میانگین | ۱.۵۴ | ۸۱۱.۴۲ | ۶۸۴.۸۰ | -۱۷.۰۸ |

پیشنهاد نمود که در آن، دما برحسب کلین و فشار بر حسب بار است (جدول ۴).

زمین شیمی سنگ‌کل

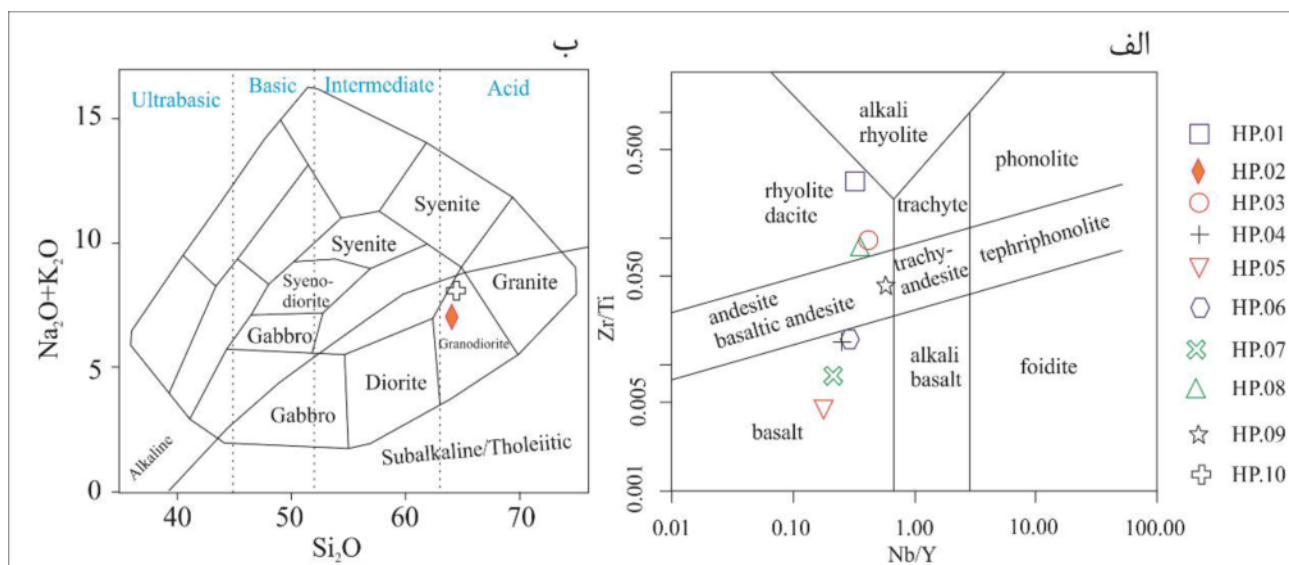
با توجه به ماهیت دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی گنبد نمکی چمپه ضروری است که از عناصر نادر پایدار برای تعیین گروه-های زمین شیمی، سنگ‌زایی و محیط زمین ساختی استفاده کرد. این عناصر شامل (۱) عناصر ناسازگار Zr, Y, Nb, P, Ti

گریزندگی اکسیژن اولیه یک ماگما به ماهیت مواد خاستگاه آن بستگی دارد که خود تابعی از جایگاه زمین ساختی آن است [۱۷]. ماگماهای با درجه اکسایش بالاتر اغلب با مرزهای صفحات همگرا همراه هستند [۱۸]. آمفیبول‌ها کانی‌های مهمی برای شناسایی شرایط گریزندگی اکسیژن در ماگما هستند [۱۹].

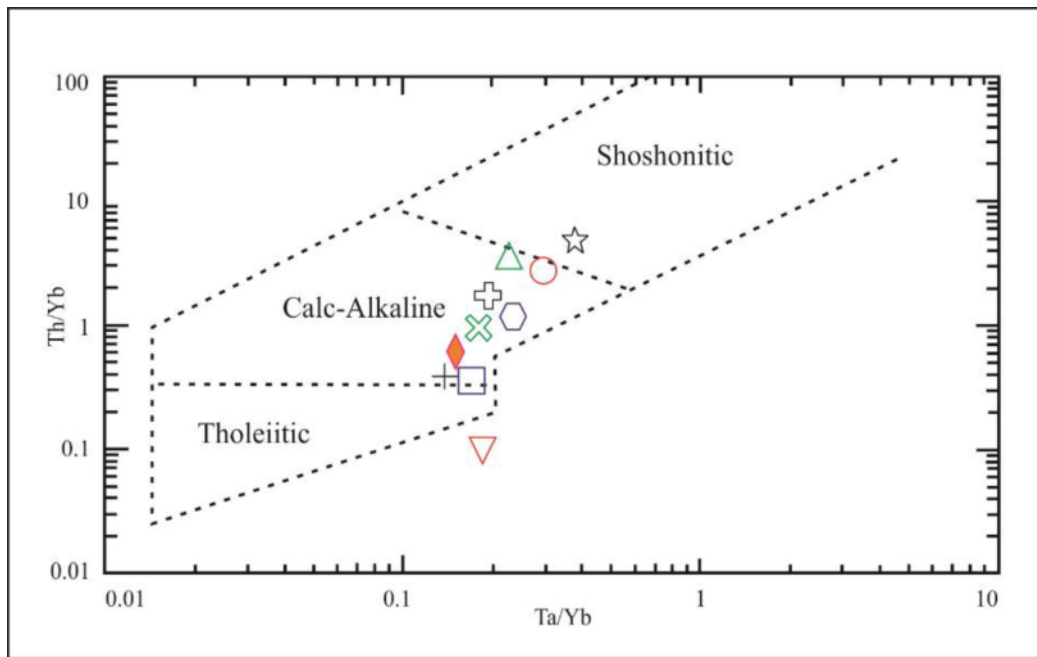
ورنز [۲۰] برای محاسبه گریزندگی اکسیژن رابطه $\log f_{O_2} = -30930/T + 14.98 + (0.142 \times 9P - 1)/T$

۲/۳۳ و ۹/۷۳-۳/۸۸ است. این نمودار همچنین بیان می‌کند که عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین غنی شدگی نشان می‌دهند. این غنی شدگی می‌تواند نشانگر درجه پایین ذوب بخشی محل منبع [۲۶] و بروز فرایند جدایش در ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه باشد. این امر همچنین می‌تواند بیانگر حضور گارنت در محل خاستگاه باشد [۲۷]، زیرا گارنت با حفظ عناصر خاکی نادر سنگین در خود، مقادیر آنها را در مذاب کاهش می‌دهد و سبب روند شیب‌داری در الگوی عناصر خاکی نادر می‌شود [۲۸]. بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده ژرفای زیاد محل تولید ماگما، یعنی همان خاستگاه گوشته گارنت لرزولیت است. زیرا طی ذوب در ژرفای زیاد، عناصر خاکی نادر سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن، و گارنت جای گرفته و به درون مذاب بخشی وارد نمی‌شوند. بنابراین، نسبت HREE در فاز مایع کاهش می‌یابد. درجات کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) می‌تواند منجر به تشکیل ماگمای بازالتی قلیایی شود که یک غنی‌شدگی در الگوی عناصر خاکی نادر سبک نشان می‌دهد [۳۰، ۲۹]. یعنی با افزایش میزان قلیایی بودن بر نسبت La/Sm افزوده و از نسبت Zr/Nb کاسته می‌شود [۳۱] و شیب منحنی کاهش می‌یابد. این امر نتیجه حساسیت بیشتر La نسبت به Sm و نیز Nb نسبت به Zr در برابر درجات مختلف ذوب است.

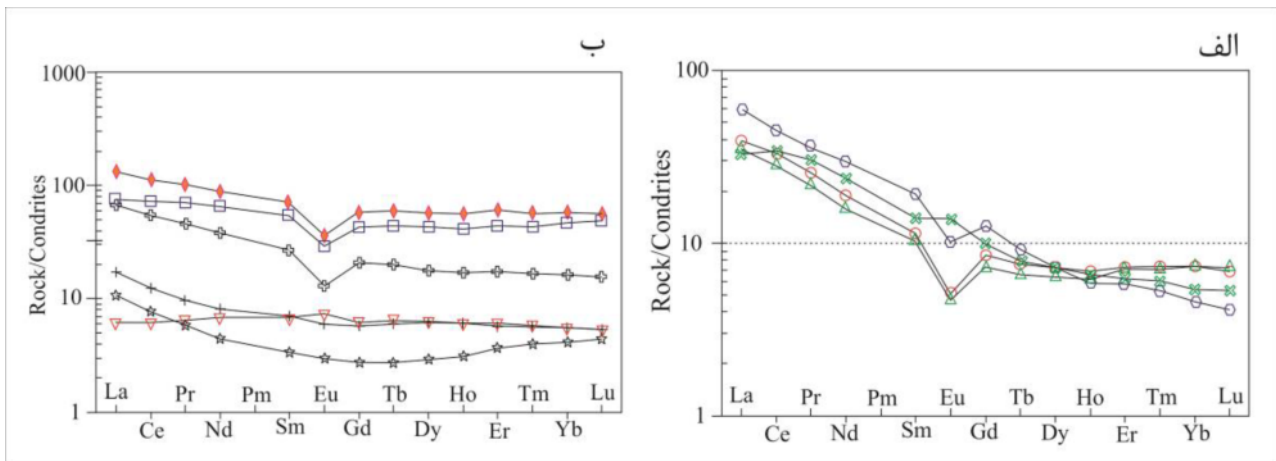
عناصر خاکی نادر (REE) و (۲) عناصر انتقالی پایدار Cr, Ni و V هستند [۲۲، ۲۱]. در نمودار Nb/Y نسبت به Zr/Ti، نمونه‌های مورد بررسی بیشتر در گستره ریولیت، آندزیت و بازالت قرار دارند (شکل ۶ الف). همچنین برای رده بندی سنگ‌های آذرین نفوذی می‌توان از نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس (TAS) [۲۳] استفاده کرد. در این نمودار، سنگ‌های نفوذی در گستره گرانودیوریت قرار دارند (شکل ۶ ب). لازمه شناسایی ارتباط بین سنگ‌های آتشفشانی و زمین‌ساخت ورقه-ای آگاهی از ویژگی‌های سری‌های ماگمایی است. در نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۲۴] بیشتر نمونه‌ها ماهیت ماگمایی آهکی قلیایی دارند (شکل ۷). مقادیر برخی از عناصر فرعی و خاکی نادر در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت [۲۵] و بهنجار شده به گوشته اولیه [۲۵] در شکل‌های ۸ و ۹ نشان داده شده است. در این نمودارها، سنگ‌های آذرین گنبد نمکی چمپه دو الگوی متفاوت نشان می‌دهند. در شکل ۸ الف، الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه به صورت موازی است. براساس نسبت‌های (La_N/Yb_N), (La_N/Sm_N) و (Ce_N/Yb_N) می‌توان درجه تفکیک و جدایش را به ترتیب برای عناصر خاکی نادر (REE)، عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تعیین کرد. این نسبت‌ها برای سنگ‌های مورد بررسی به ترتیب ۱۳/۰۸-۵/۸۷، ۳/۴۶-



شکل ۶ الف) رده بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی با استفاده از نمودار Nb/Y - Zr/Ti [۲۱] و ب) رده بندی سنگ‌های آذرین نفوذی با استفاده از نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس [۲۳].



شکل ۷ نمودار تعیین ماهیت ماگمایی سنگ‌های منطقه [۲۴]، علائم مشابه شکل ۶ است.



شکل ۸ نمودار بهنجار شده سنگ‌های آذرین گنبد نمکی چمپه نسبت به کندریت [۲۵]، علائم مشابه شکل ۶ است.

های آهکی قلیایی کمان‌های آتشفشانی مناطق فرورانش کرانه‌ی قاره‌ای است [۳۲، ۳۳]. براساس نظر ویلسون [۳۲] غنی‌شدگی LREEها در سنگ‌های آندزیتی اشاره به دخالت پوسته‌ی قاره‌ای در فرآیند تشکیل ماگمای پهنه فرورانش دارد. نسبت Eu/Eu^* محاسبه شده برای بیشتر نمونه‌های مورد بررسی کوچکتر از ۱ بوده و بنابراین دارای ناهنجاری منفی هستند. ناهنجاری منفی Eu نتیجه جدا شدن پلاژیوکلاز و یا فلدسپات پتاسیم‌دار از مذاب فلسی چه بوسیله جدایش بلوری و چه به علت ذوب بخشی (که در آن فلدسپات در تفاله باقی می‌ماند)

به اعتقاد برخی پژوهشگران [۲۶] با افزایش درجه ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد از تمرکز REE به سرعت کاسته شده و پس از آن (درجات ذوب بخشی بیش از ۳۰ درصد) مذاب نمی‌تواند تغییرات مهمی در تمرکز عناصر خاکی نادر ایجاد کند. با توجه به مطالب بیان شده، می‌توان گفت که شیب الگوی عناصر خاکی نادر می‌تواند نشان‌دهنده درجه پایین ذوب بخشی گوشته در ژرفاهای زیاد، به همراه وجود گارنت، زیرکن و روتیل در محل منبع و جدایش بعدی مذاب باشد. غنی‌شدگی از عناصر LREEها نسبت به HREEها از ویژگی‌های بارز سنگ-

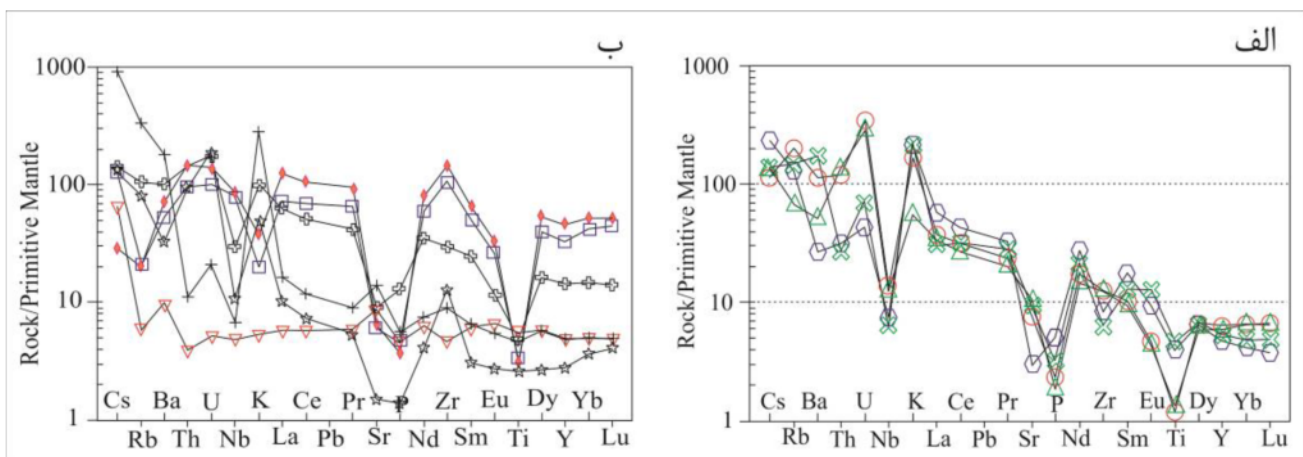
آنها نسبت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و ناهنجاری منفی تانتالیوم و نیوبیوم در آنهاست. ناهنجاری منفی P می‌تواند به دلیل جدایش آپاتیت باشد. ناهنجاری منفی Ce نیز که در این نمودار دیده می‌شود احتمالاً بیانگر وجود مقدار کمی رسوب طی فرورانش است. در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (شکل ۹ ب)، سه نمونه HP.04، HP.09 و HP.05 الگوی تقریباً مسطحی دارند و همچنین تهی‌شدگی چشمگیری در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) دیده نمی‌شود. بنابراین این رفتار زمین‌شیمیایی مشابه رفتار زمین‌شیمیایی بازالت‌های تولئیتی انتقالی (T-MORB) است. در سنگ‌های گرانودیوریتی، نیز این الگوی تقریباً مسطح دیده می‌شوند.

تعیین سن سنگ‌های گرانودیوریتی

تعیین سن ایزوتوپی U-Pb یکی از دقیق‌ترین روش‌های ایزوتوپی برای برآورد سن سنگ‌های آذرین است [۳۸]. فراوان بودن کانی زیرکن در سنگ‌های گرانودیوریتی سبب شد که برای تعیین سن سنگ‌ها از این روش استفاده شود. در جدول ۵ داده‌های ایزوتوپی و سنی U-Pb زیرکن در گرانودیوریت‌های گنبد نمکی چمپه نشان داده شده است. نمودار میانگین سن تعیین شده و نمودار سازگار این سنگ‌ها در شکل ۱۰ نشان داده شده است. با توجه به ۲۵ نقطه مورد بررسی بر دانه‌های زیرکن، سن سنگ‌های گرانودیوریتی 549.2 ± 4.8 میلیون سال به دست آمد.

است [۳۴]. در نمونه HP.07، ناهنجاری مثبت Eu دیده می‌شود که می‌تواند نتیجه انباشت فلدسپار باشد.

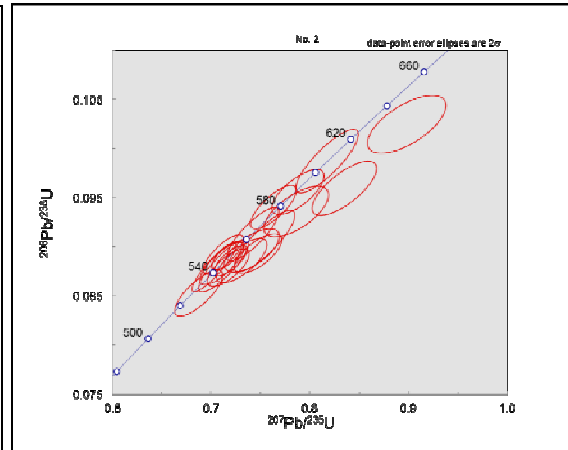
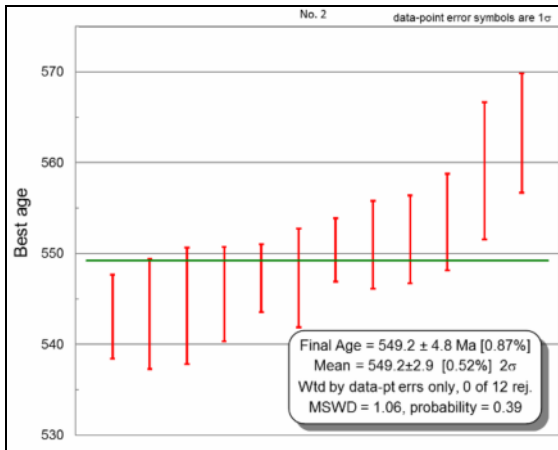
در شکل ۸ ب، دو الگوی REE یکی مسطح (نمونه‌های HP.04، HP.05 و HP.09) و دیگری با غنی‌شدگی پایین LREE نسبت به HREE (نمونه‌های HP.01، HP.02 و HP.10) دیده می‌شود. علت این غنی‌شدگی پایین می‌تواند حضور کمتر گارنت در خاستگاه باشد [۳۵]. الگوی مسطح HREE می‌تواند بیانگر نبود یا حضور کمتر گارنت در سنگ خاستگاه باشد، زیرا گارنت میزبانی برای Yb است و حضور گارنت باعث تهی‌شدگی HREE می‌شود. همچنین این الگوی مسطح احتمالاً بیانگر فاز برجمانده آمفیبول طی ذوب بخشی پوسته زیرین مافیک است [۳۵]. در نمونه HP-09، الگوی توزیع عناصر خاکی نادر میانه (MREE) نسبت به LREE و HREE تقعر جزئی دارد که احتمالاً به علت جدایش هورنبلند و یا اسفن است [۳۶، ۳۷]. در طیف چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه [۲۵] (شکل ۹ الف)، تهی‌شدگی از نیوبیوم و تانتالیوم را می‌توان به تبلور اولیه و جایگیری آنها در شبکه بلوری مگنتیت‌ها نسبت داد. همچنین آمفیبول، آپاتیت، زیرکن، ایلمنیت، اسفن، مونازیت و روتیل از جمله کانی‌های بسیار مهم برای این عناصر در گوشته بالایی هستند و می‌توانند ناهنجاری این عناصر در فعالیت ماگمایی وابسته به فرورانش را کنترل کنند [۳۲]. مهمترین ویژگی سنگ‌های ماگمایی وابسته به فرورانش تمرکز بالای پتاسیم و روبیدیوم در



شکل ۹ نمودار بهنجار شده سنگ‌های آذرین گنبد نمکی چمپه نسبت به گوشته اولیه [۲۵]، علائم مشابه شکل ۶ است.

جدول ۵ نتایج سن سنجی نمونه گرانودیوریتی HP.02 در گنبد نمکی چمپه.

| تجزیه | U (ppm) | ²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb | U/Th | ²⁰⁶ Pb* | ± | ²⁰⁷ Pb* | ± | ²⁰⁶ Pb* | ± | بهترین (Ma) | ± (Ma) | Conc (%) |
|--------|------------|--|------|--------------------|-----|--------------------|-----|--------------------|-----|----------------|-----------|-------------|
| | | | | ²⁰⁷ Pb* | | ²³⁵ U* | | ²³⁸ U | | | | |
| No2-18 | ۱۵۰ | ۱۶۵۶۷ | ۲٫۰ | ۱۷٫۱۰۰۷ | ۰٫۹ | ۰٫۶۸۷۵ | ۱٫۴ | ۰٫۸۳۵ | ۱٫۱ | ۵۲۷٫۷ | ۵٫۷ | ۹۶٫۵ |
| No2-8 | ۲۶۷ | ۲۹۹۱۶ | ۱٫۷ | ۱۶٫۸۸۳۱ | ۰٫۸ | ۰٫۷۱۷۴ | ۱٫۲ | ۰٫۸۷۹ | ۰٫۹ | ۵۴۳٫۰ | ۴٫۶ | ۹۴٫۵ |
| No2-10 | ۲۶۳ | ۱۲۵۶۱۲ | ۱٫۵ | ۱۷٫۲۳۵۴ | ۰٫۶ | ۰٫۷۰۳۲ | ۱٫۳ | ۰٫۸۷۹ | ۱٫۲ | ۵۴۳٫۳ | ۶٫۱ | ۱۰۲٫۶ |
| No2-3 | ۴۱۶ | ۱۱۹۶۷۰ | ۱٫۴ | ۱۷٫۰۳۵۰ | ۰٫۸ | ۰٫۷۱۲۷ | ۱٫۴ | ۰٫۸۸۱ | ۱٫۲ | ۵۴۴٫۲ | ۶٫۴ | ۹۸٫۰ |
| No2-21 | ۱۸۷ | ۳۱۸۶۸ | ۱٫۹ | ۱۷٫۱۱۴۱ | ۰٫۸ | ۰٫۷۱۱۱ | ۱٫۳ | ۰٫۸۳۳ | ۱٫۰ | ۵۴۵٫۵ | ۵٫۲ | ۱۰۰٫۱ |
| No2-1 | ۷۶۶ | ۱۳۷۰۴۵ | ۳٫۴ | ۱۶٫۹۶۸۸ | ۰٫۷ | ۰٫۷۱۹۶ | ۱٫۰ | ۰٫۸۸۶ | ۰٫۷ | ۵۴۷٫۳ | ۳٫۷ | ۹۷٫۱ |
| No2-22 | ۱۶۳ | ۴۳۵۲۸ | ۲٫۱ | ۱۶٫۷۰۴۵ | ۱٫۰ | ۰٫۷۳۱۱ | ۱٫۴ | ۰٫۸۸۶ | ۱٫۰ | ۵۴۷٫۳ | ۵٫۴ | ۹۱٫۶ |
| No2-4 | ۲۱۸ | ۲۱۲۹۴ | ۱٫۷ | ۱۷٫۱۴۰۰۸ | ۰٫۶ | ۰٫۷۱۶۶ | ۰٫۹ | ۰٫۸۹۱ | ۰٫۷ | ۵۵۰٫۴ | ۳٫۵ | ۱۰۱٫۶ |
| No2-0 | ۲۶۹ | ۶۵۳۳۸ | ۱٫۹ | ۱۷٫۲۵۹۶ | ۰٫۷ | ۰٫۷۱۲۵ | ۱٫۲ | ۰٫۸۹۲ | ۰٫۹ | ۵۵۱٫۰ | ۴٫۸ | ۱۰۴٫۶ |
| No2-14 | ۲۷۸ | ۲۱۴۸۵۲ | ۱٫۶ | ۱۶٫۴۶۷۷ | ۰٫۹ | ۰٫۷۴۷۶ | ۱٫۳ | ۰٫۸۹۳ | ۰٫۹ | ۵۵۱٫۵ | ۴٫۸ | ۷۸٫۷ |
| No2-15 | ۲۰۳ | ۴۰۰۵۱ | ۱٫۹ | ۱۶٫۶۶۴۶ | ۱٫۲ | ۰٫۷۴۱۴ | ۱٫۵ | ۰٫۸۹۶ | ۱٫۰ | ۵۵۲٫۵ | ۵٫۳ | ۹۱٫۸ |
| No2-24 | ۱۴۳ | ۵۳۲۳۰ | ۲٫۵ | ۱۶٫۵۵۷۱ | ۰٫۹ | ۰٫۷۵۴۱ | ۱٫۷ | ۰٫۹۰۶ | ۱٫۴ | ۵۵۹٫۱ | ۷٫۵ | ۹۰٫۶ |
| No2-12 | ۱۷۹ | ۴۰۵۲۳ | ۱٫۸ | ۱۶٫۹۵۹۹ | ۰٫۸ | ۰٫۷۴۲۴ | ۱٫۵ | ۰٫۹۱۳ | ۱٫۲ | ۵۶۳٫۳ | ۶٫۶ | ۹۹٫۵ |
| No2-9 | ۱۲۵ | ۳۵۶۹۶ | ۲٫۱ | ۱۶٫۴۰۷۷ | ۱٫۳ | ۰٫۷۸۶۲ | ۱٫۷ | ۰٫۹۳۶ | ۱٫۱ | ۵۷۶٫۸ | ۶٫۲ | ۹۰٫۶ |
| No2-19 | ۲۳۹ | ۱۸۸۹۹۳ | ۱٫۸ | ۱۶٫۹۸۶۳ | ۰٫۸ | ۰٫۷۶۳۱ | ۱٫۲ | ۰٫۹۴۰ | ۱٫۰ | ۵۷۹٫۴ | ۵٫۳ | ۱۰۳٫۲ |
| No2-17 | ۲۱۱ | ۴۸۰۰۶ | ۱٫۷ | ۱۶٫۷۱۶۹ | ۱٫۰ | ۰٫۷۸۸۰ | ۱٫۴ | ۰٫۹۵۶ | ۱٫۰ | ۵۸۸٫۵ | ۵٫۵ | ۹۸٫۷ |
| No2-5 | ۱۸۶ | ۳۳۴۳۸ | ۱٫۸ | ۱۵٫۸۴۰۰ | ۱٫۱ | ۰٫۸۳۵۰ | ۱٫۶ | ۰٫۹۶۰ | ۱٫۲ | ۵۹۰٫۷ | ۶٫۶ | ۸۳٫۰ |
| No2-20 | ۱۷۵ | ۵۳۸۴۰ | ۲٫۲ | ۱۶٫۶۴۵۰ | ۰٫۹ | ۰٫۸۱۷۵ | ۱٫۶ | ۰٫۹۸۷ | ۱٫۳ | ۶۰۷٫۰ | ۷٫۷ | ۱۰۰٫۳ |
| No2-7 | ۱۳۵ | ۵۵۴۵۴ | ۲٫۲ | ۱۵٫۷۲۷۰ | ۰٫۴ | ۰٫۸۹۸۱ | ۱٫۸ | ۰٫۱۰۲۵ | ۱٫۲ | ۶۲۸٫۹ | ۷٫۱ | ۸۶٫۵ |



شکل ۱۰ نمودار بهترین سن تعیین شده و نمودار سازگار تعیین سن بر اساس داده‌های ایزوتوپی U-Pb نمونه گرانودیوریتی HP.02 در گنبد نمکی چمپه.

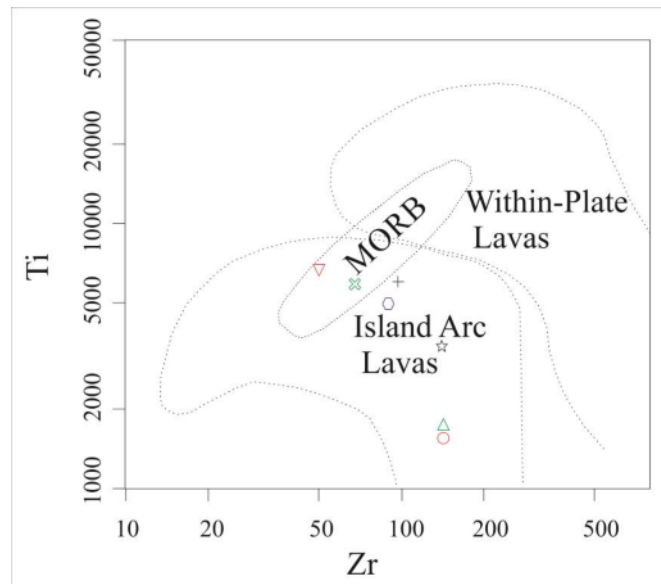
محیط زمین‌ساختی
 عناصر ناسازگار Hf, Zr, Th و Nb نسبت به دگرسانی تحرک بسیار پایینی دارند. این نمودار به چهار گستره شامل (MORB) بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی نوع عادی، MORB نوع غنی شده، بازالت‌های قلیایی درون‌صفحه‌ای و بازالت‌های کمان آتشفشانی آهکی قلیایی تفکیک شده است. با توجه به شکل ۱۲ دیده می‌شود که بیشتر نمونه‌ها در گستره

محیط زمین‌ساختی
 برای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین گنبد نمکی چمپه از نمودار Ti نسبت به Zr استفاده شد [۲۴]. بیشتر نمونه‌های آتشفشانی در گستره وابسته به کمان قرار دارند (شکل ۱۱). از نمودارهای مثلثی [۳۹] که قابل کاربرد برای سنگ‌های اسیدی، حدواسط و مافیک است، نیز استفاده شد.

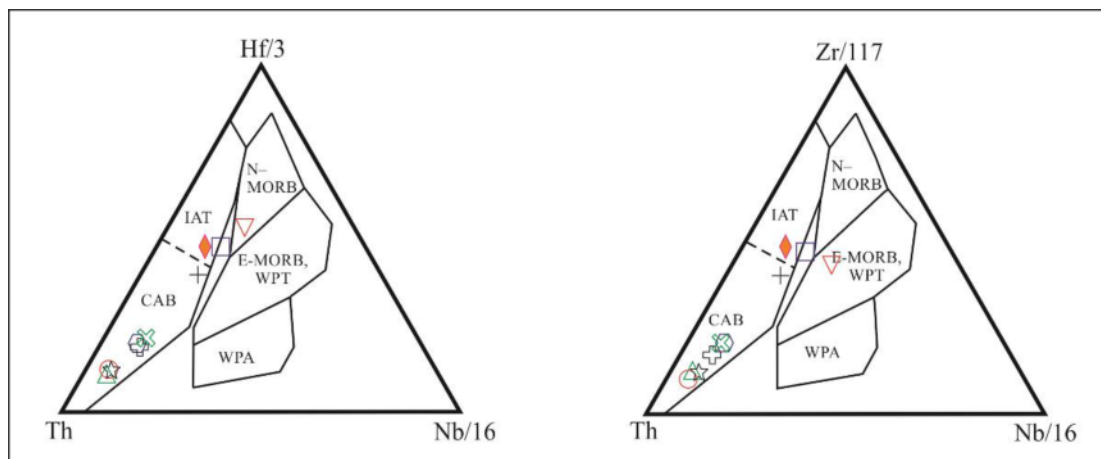
حامل نمی‌کند. عامل دیگری که سبب بالا رفتن Th/Yb نسبت به Ta/Yb می‌شود، آلودگی پوسته‌ای است، زیرا فراوانی Th در مقایسه با Ta در سنگ‌های پوسته‌ای بیشتر است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی از نظر زمین‌شیمیایی از سنگ‌های سری آهکی-قلیایی محیط‌های فرورانش کرانه فعال قاره‌ای هستند (شکل ۱۳ الف). در نمودار Nb/Yb نسبت به Th/Yb [۴۰]، همه نمونه‌ها جز HP.04، در گستره کمان‌های آتشفشانی قرار دارند و نمونه HP.04 مانند نمودار شکل ۱۳ الف در گستره MORB جای دارد (شکل ۱۳ ب).

بازالت‌های آهکی قلیایی وابسته به کمان‌های آتشفشانی قرار دارند و نمونه‌های مافیک به سمت گستره‌های MORB تمایل دارند.

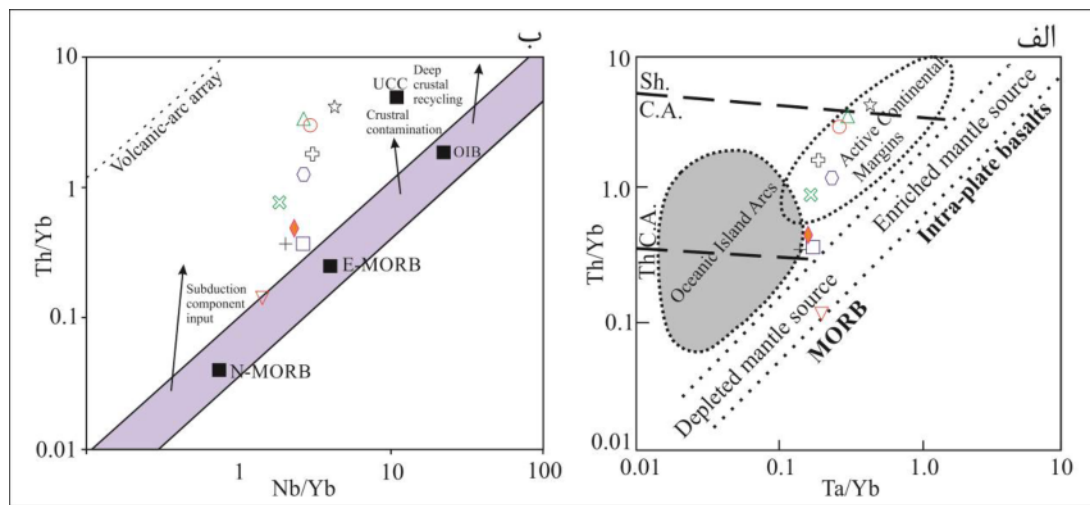
معمولاً نسبت‌های Th/Ta و Ta/Yb تحت تاثیر تبلور جدایشی یا ذوب بخشی قرار نمی‌گیرند [۲۴]. بنابراین فراوانی این عناصر می‌تواند نشان دهنده ترکیب سنگ خاستگاه ماگما یا هضم سنگ‌های پوسته توسط ماگما باشد. دگرنهادی ناحیه خاستگاه که توسط فرآیندهای فرورانش انجام می‌شود، باعث غنی‌شدگی از Th نسبت به Ta شده و بنابراین سبب افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb می‌شود. در واقع مواد فرورانشی، Th را با خود منتقل کرده ولی Ta و Yb را با خود



شکل ۱۱ نمودار Ti نسبت به Zr برای تفکیک سنگ‌های آتشفشانی درون صفحه‌ای از سنگ‌های وابسته به جزایر کمانی [۲۴]، علائم مشابه شکل ۶ است.



شکل ۱۲ نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه [۳۹]، علائم مشابه شکل ۶ می‌باشد.



شکل ۱۳ (الف) نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۲۴] و (ب) نمودار Nb/Yb نسبت به Th/Yb [۴۰]، علائم مشابه شکل ۶ است.

رسوبات تبخیری و آهکی سازند هرمز در چنین حوضه کم عمقی تشکیل شده‌اند.

برداشت

بر پایه بررسی شیمی کانی و سنگ کل، سنگ‌های آتشفشانی گنبد نمکی چمپه شامل ریولیت، آندزیت، تراکیت و بازالت با سنگ‌های نفوذی نیمه عمیق گرانودیوریت هستند و ماگما سازنده این سنگ‌ها ماهیت آهکی قلیایی داشته است. آمفیبول این سنگ‌ها از نوع کلسیمی است و در زیرگروه فروهورنبلند قرار دارد. آنها با توجه به مقدار پایین TiO_2 و Na_2O در گستره آمفیبول‌های وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند. فشارسنجی بر اساس مقدار Al آمفیبول‌ها، فشار زمان تبلور را حدود ۱/۵۴ کیلوپار برآورد می‌کند. دماسنجی به روش زوج کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز کمترین و بیشترین دمای به تعادل رسیدن این دو کانی را ۶۸۴ تا ۸۱۱ درجه سانتی‌گراد به دست می‌دهد. مقدار گریزندگی اکسیژن محاسبه شده برای هورنبلندهای آهن‌دار حدود ۱۷/۰۸- است که شرایط محیط اکسایشی زمان تبلور را نشان می‌دهد و معمولاً این ماگماها در مرز صفحات همگرا تشکیل می‌شوند. در نمودارهای بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، در بیشتر نمونه‌ها غنی‌شدگی LREE به HREE و تهی‌شدگی P، Ti، Ta و Nb دیده می‌شود که از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین کمان‌های آتشفشانی مناطق فرورانش است. سن سنجی زیرکن به روش U-Pb در سنگ‌های گرانودیوریتی سن ۵۴۹/۲ ± ۴/۸ میلیون سال (اواخر نئوپروتروزویک) را تعیین می‌کند. نمودارهای تفکیک محیط زمین ساختی و الگوهای عناصر خاکی نادر سنگ‌های گنبد نمکی چمپه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در یک کمان قاره‌ای شکل گرفته‌اند. با در نظر

از نئوپروتروزویک تا اوایل کامبرین، ایران در کرانه شمال-شرقی ابرقاره گندوانا قرار داشته است [۴۱]. رخساره‌های تبخیری و آهکی کامبرین پیشین در زاگرس، ایران مرکزی و عمان به اتصال این صفحات به سپر عربستان و کرانه شمالی آن اشاره دارند. در مورد جایگاه زمین ساختی سنگ‌های آذرین تشکیل شده در پرکامبرین تا کامبرین ایران مرکزی و زاگرس دو دیدگاه متفاوت وجود دارد. برخی از پژوهشگران [۴۱-۴۳] جایگاه پالتوزمین ساخت خردقاره ایران مرکزی و قطعه‌های مجاور آن را به محیط کرانه غیرفعال قاره‌ای در لبه شمالی ابرقاره گندوانا نسبت می‌دهند. در این دیدگاه گرانیتهای تزریق شده به پی‌سنگ ایران در زمان پرکامبرین را از نوع قلیایی و غیر کوهزایی دانسته و تشکیل آنها را در ارتباط با حوضه کششی برآمده از پیدایش کافت‌های قاره‌ای پس از کوهزایی پان‌آفریقا نسبت داده‌اند. در دیدگاه دوم که توسط کن [۴۴] ارائه شد، جایگاه کرانه فعال قاره‌ای را برای خردقاره ایران مرکزی در زمان اتصال به کرانه شمالی گندوانا پیشنهاد کرده‌اند. در این مدل، فرورانش حوضه اقیانوسی پروتوتیس به زیر گندوانا سبب تشکیل گرانیتهای تزریق شده به پی‌سنگ ایران مرکزی در جایگاه کمان قاره‌ای شده است [۴۵]. در پژوهش جدیدی پیرامون سنگ‌های ریولیتی جزیره هرمز انجام شده [۴۶]، جایگاه زمین ساختی تشکیل این سنگ‌ها به کرانه فعال قاره‌ای نسبت داده‌اند. با توجه به شیمی کانی‌ها، ویژگی‌های زمین شیمیایی و الگوی نمودارهای بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه چنین مشخص می‌شود که سنگ‌های آذرین گنبد نمکی چمپه در یک محیط کرانه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. همچنین ویژگی‌های زمین شیمیایی بازالت‌های این گنبد نمکی می‌تواند بیانگر تشکیل آنها در یک محیط پشت قوس باشد و

empirical calibration of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", American Mineralogist 72(1987) 231–239.

[13] Schmidt M. W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304–310.

[14] Johnson M. C., Rutherford M. J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to long Valley caldera (California) volcanic rocks", Geology 17 (1989) 837–841.

[15] Mutch E. J. F., Blundy J. D., Tattitch B. C., Cooper F. J., Brooker R. A. "An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 171(2016) 85.

[16] Humphreys M., Christopher T., Hards V., "Microcline transfer by disaggregation of mafic inclusions following magma mixing at Soufriere Hills volcano, Montserrat", Contributions to Mineralogy and Petrology 157(2009) 609–624.

[17] Helmy H. M., Ahmed A. F., El Mahallawi M. M., Ali S. M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications", Journal of African Earth Sciences 38(2004) 255–268.

[18] Ewart A., "A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks", In Developments in Petrology 6(1979) 13–121.

[19] Scaillet B., Evans B. W., "The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P–T–f O₂–f H₂O conditions of the dacite magma", Journal of Petrology 40(1999) 381–411.

[20] Wones D. R., "Significance of the assemblage titanite+magnetite +quartz in granitic rocks", American Mineralogist 74(1989) 744–749.

[21] Pearce J. A., "A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration", Geological association of Canada, Short Course Notes 12(1996) 113.

[22] Pearce J. A., Cann J. R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", Earth and planetary science letters 19(1973) 290–300.

[23] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J. "The Interpretation of Igneous Rocks", George Allen and Unwin. 1979.

گرفتن چنین جایگاهی، می‌توان خاستگاه این سنگ‌ها را وابسته به فرورانش حوضه اقیانوسی پروتوتتیس به زیر ابرقاره گندوانا در نظر گرفت.

مراجع

[1] Bosák P., Jaros J., Spudil J., Sulovsky P., Václavěk V., "Salt Plugs in the Eastern Zagros, Iran: results of Regional Geological Reconnaissance—geolines", Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic 7(1998) 1–174.

[2] Alsharhan A. S., Nairn A. E. M., "Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East", Elsevier, Amsterdam (1997) 1–843.

[3] Sánchez-García T., Bellido F., Pereira M.F., Chichorro M., Quesada C., Pin C.H., Silva J.B., "Rift related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia)", Gondwana Research 17 (2010) 392–407.

[4] Edgell H. S., "Salt tectonism in the Persian Gulf basin", Geological Society London, Special Publications 100 (1996) 129–151.

[5] Ala M. A., "Salt diapirism in southern Iran", AAPG Bulletin 58 (1974) 1758–1770.

[6] Oil Service Company of Iran, "Bandar-E Lengeh geological compilation map 1:100000", Sheet No. 20880E (2009).

[7] Vyhnal C. R., McSween H. Y. and Speer J. A., "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", American Mineralogist 76(1991) 167–188.

[8] Cosca M. A., Essene E. J., Bowman J. R., "Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: implications for normalizations, calculated H₂O activities, and thermobarometry", Contributions to Mineralogy and Petrology 108(1991) 472–484.

[9] Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Linthout K., "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names", Mineralogical Magazine 61 (1997) 295–321.

[10] Coltorti M., Bondaiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", Lithos 99 (2007) 68–84.

[11] Hammarstrom J.M., Zen E-an., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist 71(1986) 1297–1313.

[12] Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. B., "Confirmation of the

in China: Zircon U–Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust", *Lithos* 93(2007) 248-272.

[36] Romick J.D., Kay S.M., Kay R.M., "The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dacite tehptra from the central Aleutians, Alaska", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112(1992) 101-118.

[37] Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., Chappell B. W., "Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: An integrated approach", *Journal of Petrology* 41(2000) 1365-1395.

[38] Dickin A.P., "Radiogenic Isotope Geology", Cambridge University Press, UK, (2005) 509 pp.

[39] Wood D. A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province", *Earth and planetary science letters* 50(1980) 11-30.

[40] Pearce J. A., "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust", *Lithos* 100(2008) 14-48.

[41] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences* 18 (1981) 210–265.

[42] Samani B. A., Zhuyi C., Xuetao G., Chuan T., "Geology of Precambrian Central Iran: on the context of stratigraphy, magmatism and metamorphism", *Geosciences Quaternary* 3(1988) 40-63.

[43] Nadimi A., "Evolution of the Central Iranian basement", *Gondwana Research* 12 (2007) 324-333.

[44] Ramezani J., Tucker R. D., "The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", *American Journal of Science* 303(2003) 622-665.

[45] Yasaghi A., Nasrabad M., Mohajjel M., "Mineralogy, petrogenesis and tectonic setting interpretation of Kuh-e-Sarhangi area granites (northwest of Lut block), (in Persian)", *Petrology* 6(2015) 179-199.

[46] Faramarzi N. S., Amini S., Schmitt A. K., Hassanzadeh J., Borg G., McKeegan K., Mortazavi S. M., "Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation", *Lithos* 236(2015) 203-211.

[24] Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, Orogenic Andesites and Related Rocks", John Wiley and Sons, Chichester (1982) 525-548.

[25] Sun S. S., McDonough W. S., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", *Geological Society London* 42(1989) 313-345.

[26] Srivastava R. K., Singh R. K., "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism", *Journal of Asian Earth sciences* 23(2004): 373-389.

[27] Clague D. A., Frey F. A., "Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii", *Journal of Petrology* 23(1982): 447-504.

[28] Lentz D. R., "Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics", *Ore Geology Reviews* 12(1998) 289-327.

[29] Wass S. Y., Roger N. W., "Mantle metamorphism- Precursor to alkaline continental volcanism", *Geochimica ET Cosmochimica Acta* 44(1980) 1811-1823.

[30] Cullers R. L., Graf J. L., "Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks", In *Developments in geochemistry* 2(1984) 237-274

[31] Hammer J.E., Coombs M.L., Shamberger P.J., Kimura J.I., "Submarin silver in North Kona: A window in to the early magmatic and growth history Hualalai Volcan, Hawaii", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 151(2006) 157-188.

[32] Wilson M., "Igneous petrogenesis: a global tectonic approach", Unwin Hymen, London (1989) 466.

[33] Machado A., Lima E. F., Chemale F., Morata D., Oteiza O., Almeida D. P., Urrutia J. L., "Geochemistry constraints of Mesozoic–Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica", *Journal of South American Earth Sciences* 18(2005) 407-425.

[34] Jung S., Hoffer E., Hoernes S., "Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia) Geochemical and Nd-Sr-Pb-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis", *Lithos* 96(2007) 415-435.

[35] Zhao Z. F., Zheng Y. F., Wei C. S., Wu Y. B., "Post-collisional granitoids from the Dabie orogen