

ولکانیسم کواترنری طبس و نقش گسل بزرگ نای بند

سید محمد هاشمی*؛ استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۲/۱۸

چکیده

در جنوب شرق شهر طبس منطقه‌ای به وسعت حدود ۴۰۰ کیلومتر مربع از بازالت‌های مربوط به کواترنری پوشیده شده است که از نظر زمین‌شناسی جزء زون لوت محسوب می‌شود. براساس مطالعات، بافت این سنگ‌ها عمدتاً پورفیریکی است. فنوکریست‌های این بازالت‌ها عمدتاً الیوین از نوع کریزولیت و اوژیت و پلاژیوکلاز (لابرادوریت) است که در خمیره‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز پیروکسن و گاهی همراه با شیشه جایگزین شده است. براساس نمودارهای مقدار مجموع آلکالن در مقابل مقدار SiO_2 ماهیت ماگمای این سنگ‌ها آلکالن تا ساب‌آلکالن تعیین شد. مطالعات ایزوتوپ‌های Sr و Nd این آغستگی پوسته‌ای را تأیید کرد. به علاوه، نشان‌دهنده این است که منشأ ماگمای اولیه بازالت‌ها از بخش‌های فوقانی جبه است. بر اساس مطالعات صحرایی و نمودارهای تکتونوماگمایی این بازالت‌ها از نوع درون قاره‌ای است که در کواترنری در اثر فعالیت گسل بزرگ نای بند و بازشدگی در محل تقاطع با شاخه‌های فرعی این گسل به سطح زمین راه یافته است. حرکت بلوک طبس به طرف غرب یا جنوب غرب سبب ایجاد منطقه‌ای انبساطی در جنوب شرقی بلوک طبس و فوران بازالت‌های کواترنری شده است. نشانه‌های فعالیت گسل نای بند طی کواترنری عبارت است از وجود چشمه‌های آب گرم در راستای پهنه گسلش، دایک‌هایی از مواد آتشفشانی در رسوبات آبرفتی، وجود پرتگاه‌های گسلی در رسوبات آبرفتی، انحراف مسیر آبراهه‌ها در راستای گسل، زمین‌لرزه سال ۱۳۵۷ طبس که در اثر فعالیت یکی از شاخه‌های فرعی این گسل رخ داده است.

کلیدواژه‌ها: بازالت‌های کواترنری، طبس، گسل نای بند.

مقدمه

بازالت‌های کواترنری یکی از آخرین نشانه‌های ماگماتیسم در ایران است (Emami, 1999) که برخی از آن‌ها در ارتباط با شکستگی‌های عمیق و گسل‌های فعال طی کواترنری است. با توجه به جوان بودن و عدم هوازدگی و فرسایش این بازالت‌ها، مطالعه ترکیب و ژن آن‌ها، چگونگی فعالیت‌های تکتونیکی و سایر رخداد‌های زمین‌شناسی را طی کواترنری مشخص می‌کند. بازالت‌های کواترنری طبس با توجه به گسترش زیاد و موقعیت خود در شرق ایران اهمیت خاصی دارد و فقط هنگام تهیه نقشه زمین‌شناسی نای‌بندان و گزارش مربوط (Kluver et al., 1983)، به صورت گذرا مطالعه شده است. این پژوهش نخستین مطالعه روش مند پترولوژی آن است. هدف از این تحقیق، بررسی پتروژنز این بازالت‌ها و فرایندهای ماگمایی احتمالی صورت گرفته و در نهایت تعیین محیط تکتونوماگمایی منطقه است. در این رابطه باید به نقش گسل بزرگ نای بند توجه داشت.

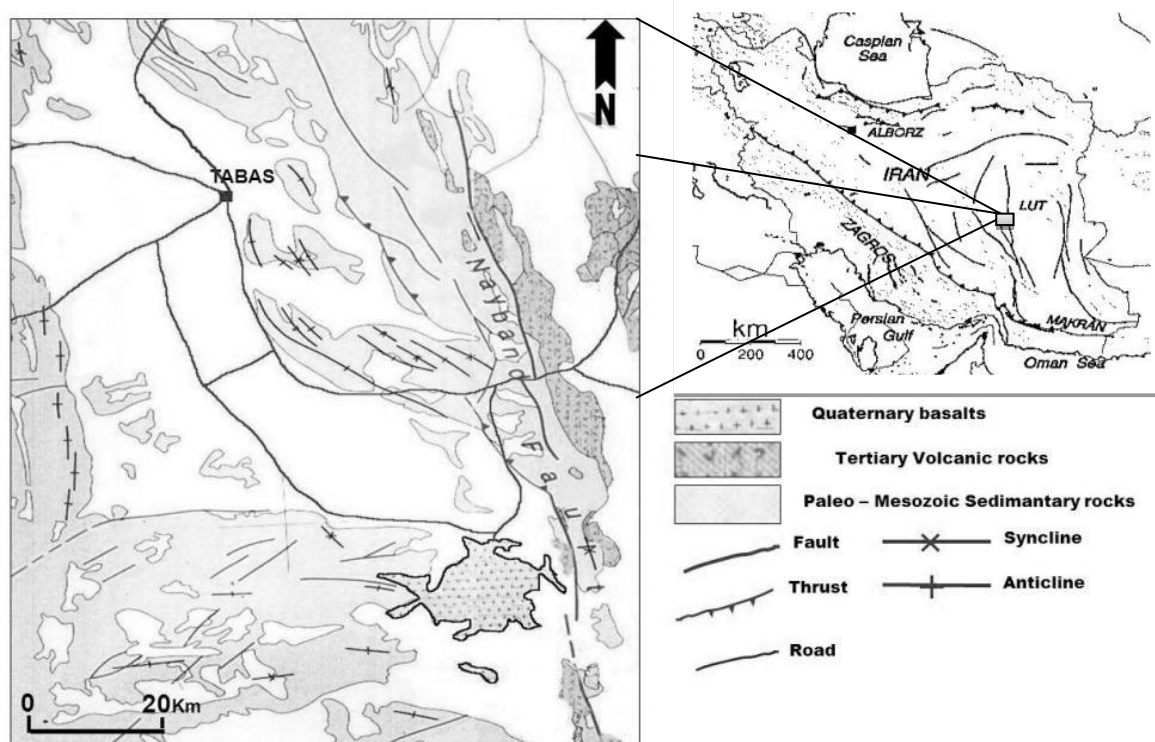
مواد و روش‌ها

بیش از ۱۸۰ مقطع نازک تهیه و مطالعات پتروگرافی آن‌ها انجام شد. سپس، سی نمونه انتخاب و به روش فلورسانس اشعه

ایکس (XRF) برای ۳۲ عنصر اصلی و فرعی آنالیز گردید. تعداد چهار نمونه از بازالت‌های منطقه مورد مطالعه (دو نمونه آلکالن و دو نمونه ساب آلکالن) انتخاب و در دانشگاه کارلتون کانادا آنالیز ایزوتوپی رادیوژنیکی برای ایزوتوپ‌های Sr-Nd انجام شد. تهیه و مطالعه مقاطع نازک در آزمایشگاه‌های زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی مشهد و طبس انجام شد. آنالیز نمونه‌ها توسط شرکت کانساران بینالود صورت گرفت.

زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در محدوده طول جغرافیایی $57^{\circ} 10'$ تا $57^{\circ} 30'$ شرقی و عرض جغرافیایی $32^{\circ} 45'$ تا 33° شمالی و در فاصله ۱۴۰ کیلومتری جنوب شرق شهر طبس قرار گرفته است. این منطقه در نقشه زمین‌شناسی نای‌بندان (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) (Kluver et al., 1983) و نقشه زمین‌شناسی شکست آبشاله (مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰) قرار دارد و طبق تقسیم‌بندی‌های پیشنهادی جزء زون لوت محسوب می‌شود (شکل ۱).



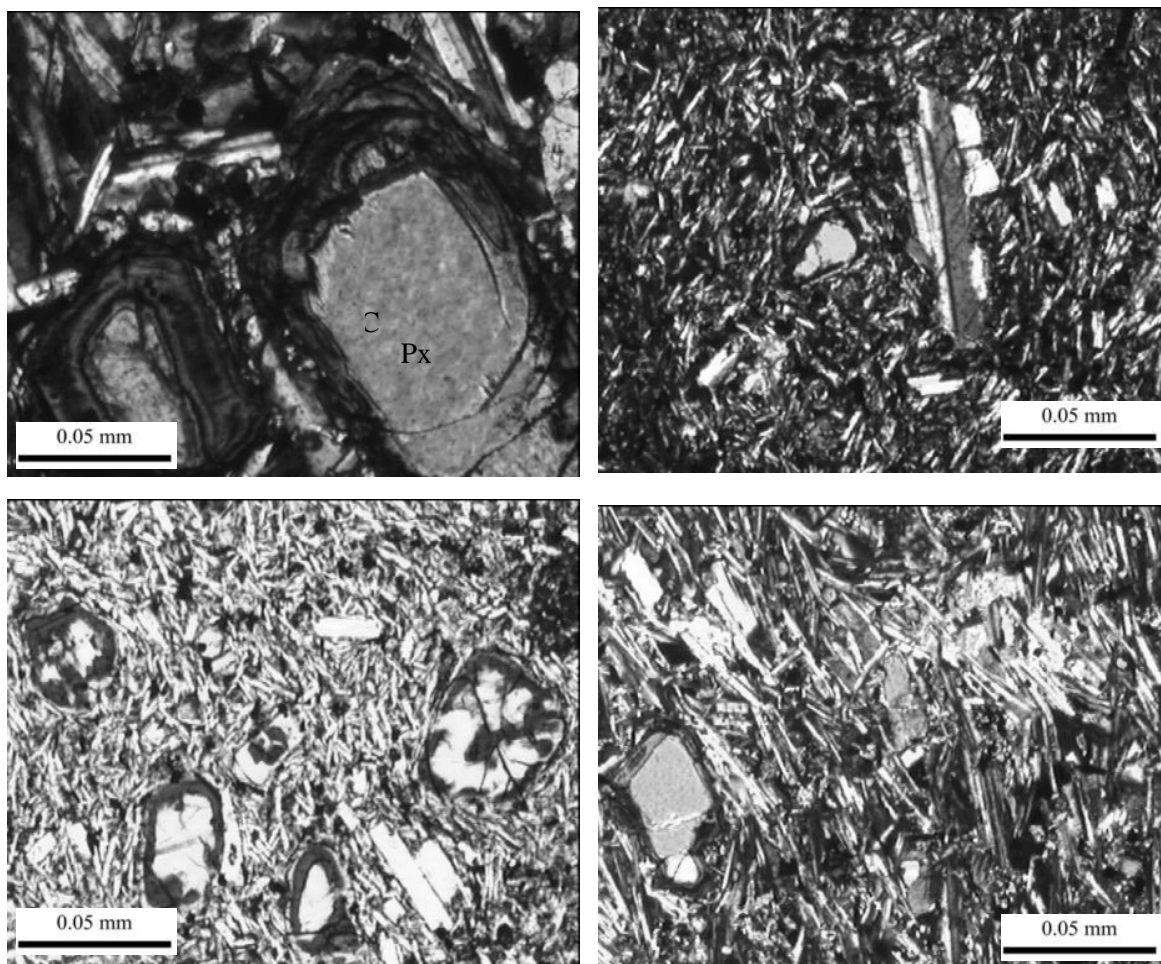
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (بخشی از نقشه ماگماتیسم ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)

در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه، دامنه غربی منتهی‌الیه جنوب رشته‌کوه شتری قرار دارد. در این قسمت امتداد شمالی گسل بزرگ نای‌بند قرار دارد. این گسل زون لوت را به دو قسمت شرقی و غربی «بلوک طبس» تقسیم کرده است که سلسله‌جبال شتری میان این دو قسمت جای دارد. گسل بزرگ نای‌بند یکی از شکستگی‌های عمیق و بزرگ در ساختمان کلی ایران محسوب می‌شود که طول آن حدود ۵۰۰ کیلومتر است و تا بم ادامه دارد. عملکرد این گسل راست‌گرد است و رسوبات کواترنری را تا حدود ۲۰ متر جابه‌جا کرده است. عمق موهو در امتداد گسل نای‌بند کمترین مقدار را دارد (معین وزیری، ۱۳۷۷).

سنگ‌شناسی

در نمونه دستی، اغلب بازالت‌ها به رنگ سیاه و تعداد کمی به رنگ قهوه‌ای تیره و مایل به قرمز و نشانه اکسیدشدن آن‌هاست. نمونه‌ها آفانیتیک است و هیچ کانی‌ای در آن‌ها قابل دیدن و تشخیص نیست. برخی نمونه‌ها حفره دارد. حداکثر اندازه حفره‌ها به ۵ سانتی‌متر می‌رسد. اغلب حفره‌ها خالی است و فقط تعداد کمی با کانی زئولیت به رنگ سفید پر شده است. حفره‌ها عموماً در سطوح گدازه‌ها موجود است و تعداد آن‌ها به سمت داخل کم می‌شود. تمام نمونه‌ها سخت و متراکم و تقریباً نظیر هم است.

از نظر میکروسکوپی، بافت این سنگ‌ها پورفیریکی با خمیره میکروولیتی و گاهی میکروگرانولاراست. برخی نمونه‌ها نیز بافت پورفیریکی با خمیره میکروولیتی شیشه‌ای دارد. در برخی نمونه‌ها، حالت جریان‌ی یا نیمه‌جریان‌ی در میکروولیت‌های خمیره دیده می‌شود. درشت‌بلورها از نوع الیوین (عمدتاً با ترکیب کریزولیت)، کلینوپیروکسن اوژیت و پلاژیوکلاز با ترکیب لابرادوریت است. برخی نمونه‌ها فاقد درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز است. مقدار درشت‌بلورها از حدود ۵ تا ۲۰ درصد متغیر است (شکل ۲).



شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی بازالت‌ها در نور پلاریزه (XPL). درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن (CPx) اوژیت که در حاشیه به آمفیبول تبدیل شده است (بالا چپ)، درشت‌بلور اولیه پلاژیوکلاز در خمیره میکروولیتی-شیشه‌ای (بالا راست)، درشت‌بلورهای الیوین که در حاشیه‌ها و برخی شکستگی‌ها به ایدینگزیت و مانیتیت تبدیل شده است در خمیره‌ای میکروولیتی-شیشه‌ای (پایین چپ)، بافت میکروولیتی (پایین راست)

در طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه از دو طبقه‌بندی عمده، یعنی طبقه‌بندی بر اساس عناصر اصلی و عناصر کمیاب، به شرح زیر استفاده شده است. در طبقه‌بندی (Le bas et al., 1986) یا TAS بر اساس مجموع آلکالن (K_2O+Na_2O) در مقابل افزایش میزان درصد SiO_2 استفاده شده است. بر اساس این طبقه‌بندی اغلب نمونه‌ها در محدوده تراکی آندزیت، بازالتی است و تعدادی نیز در محدوده تراکی بازالت و اندزیت بازالتی قرار می‌گیرد (شکل ۳الف) و در طبقه‌بندی (Winchester & Floyd, 1977) از عناصر غیرمتحرک Zr و TiO_2 استفاده شده است و اساس آن تغییرات Zr/ TiO_2 در مقابل افزایش میزان Nb/Y است. بر اساس این طبقه‌بندی، تمام نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده آلکالی بازالت قرار می‌گیرد (شکل ۳ب).

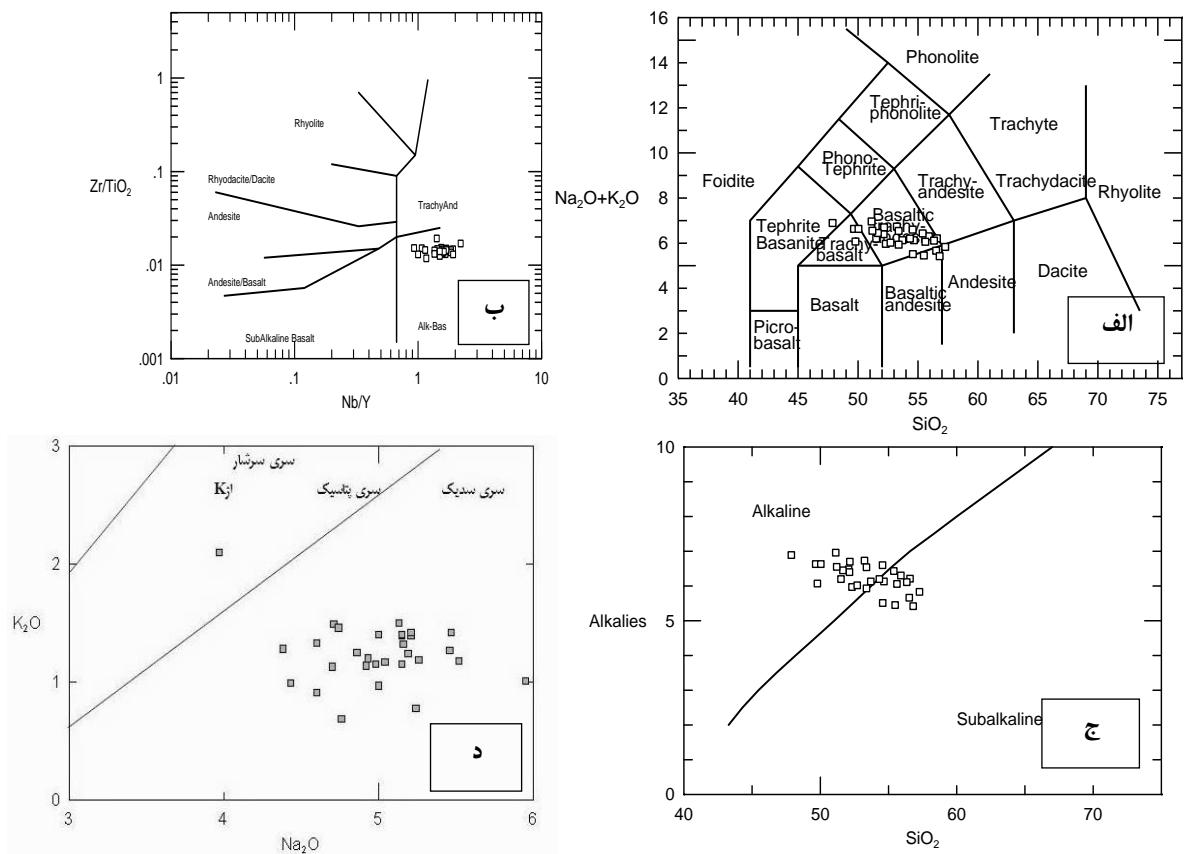
جدول ۱. میانگین ترکیب شیمیایی بازالت‌های منطقه

ترکیب شیمیایی	میانگین	بیشینه	کمینه	ترکیب شیمیایی	میانگین	بیشینه	کمینه
SiO_2 (Wt%)	۵۳/۴۰	۴۷/۸۸	۵۷/۲۷	Ce (ppm)	۳۶	۱۴۰	۸
Al_2O_3 (Wt%)	۱۴/۰۲	۱۶/۰۶	۱۳/۳۴	Ga (ppm)	۱۷	۲۰	۱۰
Fe_2O_3 (Wt%)	۹/۴۴	۱۰/۷۶	۸/۴۳	Hf (ppm)	۱۳	۱۹	۹
CaO (Wt%)	۸/۵۹	۱۰/۱۹	۷/۴۷	Co (ppm)	۲۴	۳۴	۱۵
Na_2O (Wt%)	۴/۹۹	۵/۹۵	۳/۹۷	Cr (ppm)	۹۵	۱۲۶	۷۴
MgO (Wt%)	۳/۷۹	۵/۲۴	۲/۰۱	Cu (ppm)	۱۲	۳۴	۳
K_2O (Wt%)	۱/۲۴	۲/۱۰	۰/۶۹	Nb (ppm)	۲۰	۳۱	۱۳
TiO_2 (Wt%)	۱/۶۳	۱/۸۱۳	۱/۴۹۰	Ni (ppm)	۵۹	۶۲	۳۷
MnO_2 (Wt%)	۱/۰۰۵	۱/۰۰۹	۱/۰۰۲	Pb (ppm)	۶	۱۱	۱
P_2O_5 (Wt%)	۰/۲۶۹	۰/۴۵۳	۰/۲۱۲	Rb (ppm)	۲۵	۳۲	۱۰
L.O.I (Wt%)	۰/۴۸	۰/۹۴	۰/۰۲	Sr (ppm)	۶۳۳	۲۳۵۳	۳۳۳
Cl (ppm)	۶۸۵	۲۷۴۶	۸۰	V (ppm)	۱۲۴	۱۴۹	۱۱۳
S (ppm)	۹۵۷	۱۹۵۹	۱۰	W (ppm)	۴	۲۰	۰
Ba (ppm)	۳۱۳	۵۵۴	۲۰۰	Y (ppm)	۱۳	۱۴	۱۲
U (ppm)	۱/۳۳	۴	۱	Zr (ppm)	۱۴۰	۱۷۴	۱۱۹
Th (ppm)	۲	۵	۱	Zn (ppm)	۸۹	۹۶	۸۱

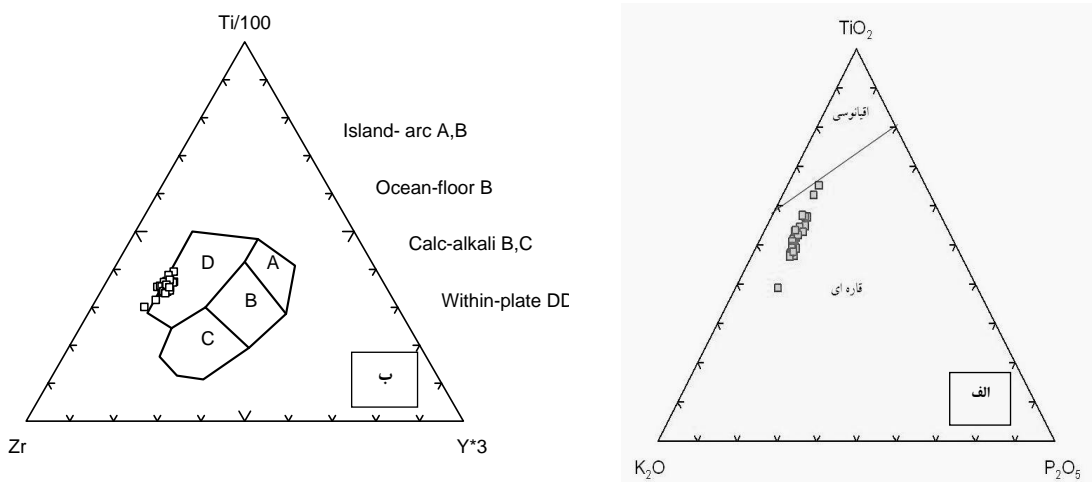
برای تعیین سری ماگمایی از نمودار تغییرات مجموع آلکالن در برابر افزایش SiO_2 (Irvine & Baragar, 1971) استفاده شد. اکثر نمونه‌ها در محدوده آلکالن و برخی در مرز بین آلکالن و ساب‌آلکالن و برخی دیگر نیز در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرد (شکل ۳ج). سنگ‌های بازالتی جوان منطقه طبرستان نیز از ماگمای آلکالن مشتق شده است. این ماگما در مسیر صعود خود با شدت‌های مختلف به مواد پوسته‌ای آلوده شده است و در جایی که این آلودگی شدت گرفته است، ماگما خصوصیات ساب‌آلکالن پیدا کرده است.

با نمودار تغییرات درصد K_2O در مقابل افزایش درصد Na_2O (Middlemost, 1985) می‌توان سه سری سدیک، پتاسیک و سرشار از پتاسیم را از یکدیگر تفکیک کرد. همان‌طور که در شکل ۳د مشاهده می‌شود، تمام نمونه‌های منطقه، به جز یک مورد، در محدوده سدیک قرار می‌گیرد.

برای مشخص کردن موقعیت تکتونیکی سنگ‌های ماگمایی از عناصر شیمیایی خاص در نمودارهای تکتونوماگمایی استفاده می‌شود. در استفاده و تعبیر و تفسیر این نمودارها باید به جایگاه زمین‌شناسی کلی ماگماتیسزم در منطقه نیز توجه داشت و صرفاً به این داده‌ها اکتفا نکرد. در نمودار مثلثی $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ (Pearce & Cann, 1973) می‌توان بازالت‌های درون صفحات قاره‌ای و اقیانوسی را از یکدیگر جدا کرد. همان‌طور که در شکل ۴الف مشاهده می‌شود، بازالت‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده قاره‌ای قرار دارد. با نمودار $Ti/100-Zr-3Y$ (Pearce & Cann, 1973) می‌توان بازالت‌های فوران‌یافته در مناطق مختلف تکتونیکی را از یکدیگر جدا کرد. همان‌طور که در شکل ۴ب مشاهده می‌شود، تمام نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده درون صفحات قرار می‌گیرد.



شکل ۳. نمودارهای سنگ‌شناسی و تعیین سری ماگمایی (Cross et al., 2001). الف) طبقه بندی TAS (Le bas et al., 1986) نمونه‌ها از تراکی بازالت تا بازالت آندزیتی، ب) نمودار (Winchester & Floyd, 1977) تمام نمونه‌های الکالی بازالت، ج) تعیین سری ماگمایی (Irvine & Baragar, 1971) نمونه‌های الکالی تا ساب‌الکالی، د) تفکیک سری‌های سدی و پتاسیک (Middlemost, 1985) نمونه‌های از نوع سدی



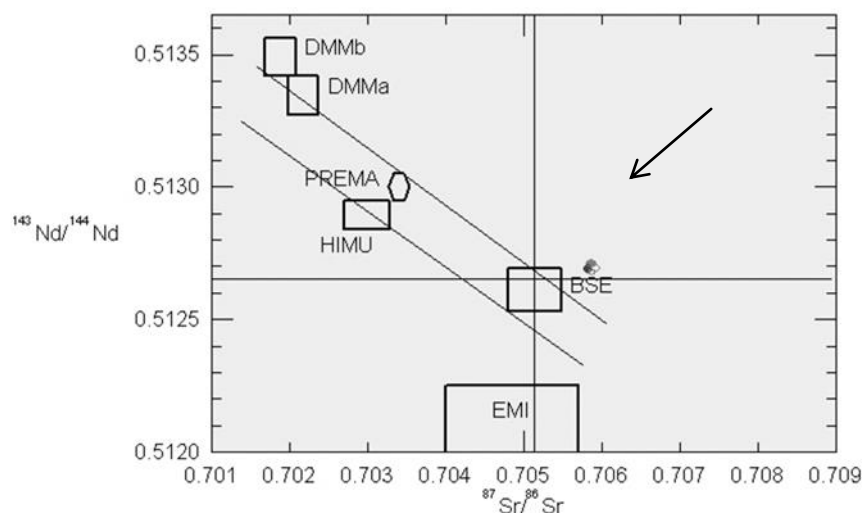
شکل ۴. نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی. الف) تمام نمونه‌ها در صفحات قاره‌ای قرار می‌گیرد (Pearce & Cann, 1973). ب) تمام نمونه‌ها در محدوده درون صفحات قرار دارد (Pearce & Norry, 1979).

نتایج آنالیز ایزوتوپی نمونه‌های مورد نظر در جدول ۲ آمده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود میزان $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نمونه‌های الکالی 0.705291 تا 0.705298 تغییر می‌کند، در حالی که این میزان در نمونه‌های ساب‌الکالی از 0.705774 تا 0.705777 متغیر است؛ یعنی نمونه‌های ساب‌الکالی مقادیر بیشتری از $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نسبت به نمونه‌های الکالی دارد و

غنی‌شدگی نمونه‌های ساب‌آلکان از ایزوتوپ‌های Sr به‌علت آغشتگی ماگمای آن‌ها حین صعود با سنگ‌های پوسته‌ای و جذب Sr توسط آن‌هاست (Wen-Hui Zhang et al., 2012; Pu Sun et al., 2017). در مجموع، بر اساس مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، نمونه‌های مورد مطالعه جزو بازالت‌های داخل صفحات قاره‌ای است. مقادیر ϵ_{Nd} همه نمونه‌ها بیشتر از صفر است؛ یعنی، ϵ_{Nd} مثبت است. لذا، ماگمای آن‌ها از گوشته تهی شده حاصل شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، در نمونه‌های آلکان ϵ_{Nd} بین ۰/۹۱ تا ۰/۹۴ و در نمونه‌های ساب‌آلکان ϵ_{Nd} بین ۱/۳۲ تا ۱/۳۴ متغیر است. به‌عبارت دیگر، نمونه‌های ساب‌آلکان مقادیر بیشتر و مثبت‌تر و در نتیجه تهی‌شده‌تری از انواع آلکان دارد. علت آن جذب برخی عناصر کمیاب جبه‌ای مثل Th و Ce و Nb حین صعود ماگمای آن‌ها توسط سنگ‌های پوسته‌ای است (Parlak et al., 2003; Cousens et al., 2000). شکل ۵ موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بازالت‌های طبس را در دیاگرام تغییرات ϵ_{Nd} در مقابل تغییرات ϵ_{Sr} نشان می‌دهد.

جدول ۲. نتایج آنالیز ایزوتوپی چهار نمونه از سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (نمونه‌های A-29 و D-16 و ساب‌آلکان و نمونه‌های D-21 و D-23 آلکان)

Sample name	A-29	D-23	D-16	D-21
Nd (ppm)	۲۲/۹۸	۲۸/۸۵	۲۳/۱۲	۲۸/۱۱
143Nd/144Nd (est)	۰/۵۱۲۷۰۷	۰/۵۱۲۶۸۶	۰/۵۱۲۷۰۹	۰/۵۱۲۶۸۸
143Nd/144Nd 2-sig	۰/۰۰۰۰۰۴	۰/۰۰۰۰۰۳	۰/۰۰۰۰۰۴	۰/۰۰۰۰۰۳
Total Sm	۵/۹۰	۷/۲۵	۵/۷۵	۷/۱
147Sm/144Nd	۰/۱۵۵۱	۰/۱۵۱۸	۰/۱۵۵۳	۰/۱۵۱۲۲
143Nd/144Nd init	۰/۵۱۲۷۰۷	۰/۵۱۲۶۸۶	۰/۵۱۲۷۰۹	۰/۵۱۲۶۸۸
Eps Nd (CHUR)T	۱/۳۴	۰/۹۴	۱/۳۲	۰/۹۱
Tdm(0.214,0.513115)	۱۰۵۷	۱۰۵۰	۱۰۵۵	۱۰۴۹
87Sr/86Sr meas	۰/۷۰۵۷۷۴	۰/۷۰۵۲۹۸	۰/۷۰۵۷۷۷	۰/۷۰۵۲۹۱
2-sig	۰/۰۰۰۰۰۴	۰/۰۰۰۰۰۵	۰/۰۰۰۰۰۴	۰/۰۰۰۰۰۵
Sr (ppm)	۱۳۴۶/۹۴	۴۷۸/۳۴	۱۳۴۷/۵۵	۴۷۷/۲۱
Rb (ppm)	۱۱۹/۲۶	۲۱/۰۷	۱۱۸/۵۵	۲۲/۲۱
87Rb/86Sr	۰/۲۵۶۱	۰/۱۲۷۴	۰/۲۴۵۵	۰/۱۲۸۴



شکل ۵. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بازالت‌های طبس در دیاگرام تغییرات ϵ_{Nd} در مقابل تغییرات ϵ_{Sr} (Rollinson, 1993)

پتروژنز و گسل نای بند

بازالت‌های کواترنری طبعی اغلب جزو سری آلکان سدیک و از نظر جایگاه تکتونیکی در درون صفحه قاره‌ای تشکیل شده است. عمق موهو در امتداد گسل نای بند کمترین مقدار را در فلات ایران دارد (معین وزیری، ۱۳۷۷). کاهش فشار در امتداد گسل، به‌ویژه در مناطق دارای انشعابات فرعی جدید باعث تشکیل و صعود ماگما می‌شود. احتمالاً تزریقات مکرر از مواد مذاب جدید و داغ در اتاقک ماگمایی صورت گرفته است (Fiorini & Tibaldi, 2012). ماگما در اتاقک ماگمایی شروع به تفریق و تبلور می‌کند. ماگمای فوق در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های فرعی گسل بزرگ نای بند به سمت بالا صعود می‌کند و در مسیر خود با سنگ‌های سیلیسی پوخته آغشته می‌شود و مقداری ترکیب شیمیایی آن تغییر می‌کند. ماگما پس از عبور از پوخته در سطح زمین فوران کرده و سرد و منجمد شده است.

از تریاس به بعد بلوک لوت در خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت حرکت کرده است. در کواترنری، در اثر ادامه این حرکات، همچنین حرکت صفحه عربستان به سمت شمال شرق و تأثیر مؤلفه‌های شمال غرب، حرکت صفحه هندوستان باعث شده از گسل‌های اصلی مثل گسل نای بند و با فعالیت روند شمالی-جنوبی، گسل‌های فرعی با روند شرقی-غربی ایجاد شود و بلوک‌های حاصل در بین گسل اصلی و گسل‌های فرعی در اثر حرکات کششی و به‌صورت محدود در محل تقاطع گسل‌ها بازشدگی داشته باشد و در راستای آن فعالیت‌های ولکانیکی کواترنری به‌وجود آمده است (Rami, 2015).

فوران بازالت‌ها در راستای گسل‌ها و شکستگی‌های فرعی مجاور گسل نای بند صورت گرفته است. مطالعات تکتونیکی منطقه نمایانگر فعال بودن گسل نای بند طی کواترنری است. در راستای گسل نای بند چشمه‌های متعددی وجود دارد که تعدادی از آن‌ها آب گرم و مهم‌ترین آن‌ها چشمه آب گرم دیگ رستم است که خود نمایانگر عمیق بودن این گسل است (Kluver et al., 1983).

زون گسل نای بند گسلی راست‌گرد و لغز است که مقدار جابه‌جایی آن ۵۰ تا ۱۰۰ کیلومتر تخمین زده می‌شود. در بخش‌های مختلف درازی این گسل سیمای مورفولوژیکی متفاوتی ایجاد شده است. برای مثال، در سلسله جبال شتری، به‌صورت انشعاب و شاخه‌های زیاد و در قسمت‌های جنوبی‌تر به‌صورت خط مستقیم رخنمون دارد. سیمای خطی و مستقیم بودن اثر سطحی گسل نشانه‌ای از شیب زیاد سطح گسل است. گسل نای بند در کواترنری فعال بوده است. مهم‌ترین شواهد آن به شرح زیر است.

۱. چشمه‌های آب گرم در راستای پهنه گسلش

چشمه آب گرم دیگ رستم، واقع در مسیر جاده آسفالت‌ده دیهوک به کرمان و در حدود ۱۰ کیلومتری جنوب روستای نای بند قرار دارد. این چشمه درست در راستای گسل و در دامنه شرقی برجستگی تپه‌مانندی قرار گرفته است که به‌صورت کشیده و در راستای گسل و در مجاورت رسوبات آبرفتی جوان پدید آمده است. جنس این برجستگی بیشتر از تراورتن و سایر موادی است که با محلول‌های گرمابی در این ناحیه به‌صورت چشمه‌های تراورتن‌ساز در امتداد گسل به‌سطح رسیده است. به‌نظر می‌رسد شوری اندک آب این چشمه نشان‌دهنده منشأ سطحی آن باشد؛ یعنی، آب باران و برف در زون گسل نفوذ کرده است و پس از گرم شدن دوباره به سطح می‌رسد. از این‌گونه چشمه‌های آب گرم و نیم‌گرم در راستای گسل به‌ورفور مشاهده می‌شود، از جمله در محل آب گرم و سرد در انتهای جنوبی رشته کوه شتری که دو چشمه یکی با آب گرم و دیگری با آب معمولی است (ناظمی و سعیدی، ۱۹۹۶).

۲. دایک‌های از مواد آتشفشانی در رسوبات آبرفتی

در راستای گسل مناظر بسیاری از وجود مواد آتشفشانی به‌صورت دایک در رسوبات آبرفتی دیده می‌شود که نشان‌دهنده راستای گسل است. البته، این دایک‌ها را در سطح قشر نازکی از مواد آبرفتی جوان پوشانده است. در برش‌های ایجادشده توسط آبراهه‌ها می‌توان به‌خوبی آن را مشاهده و بررسی کرد. این مواد اغلب به‌رنگ روشن با ساخت ایگمبیریتی است، ولی به‌صورت شیشه طبیعی سیاه‌رنگ نیز دیده می‌شود. از آنجا که این دایک‌ها درست در راستای پهنه گسلش دیده می‌شود، شیب آن نشان‌دهنده شیب سطح گسل و نزدیک به قائم است. دایک‌های یادشده نشان‌دهنده ژرفای زیاد گسل است که به‌صورت کانالی مواد مذاب را از اعماق به سطح انتقال داده است.

۳. وجود افزارهای (پرتگاه) گسلی در رسوبات آبرفتی

با نگاه به تصویرهای ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی، نای‌بندان (۱/۲۵۰۰۰) در دو محل بریده‌شدن رسوبات آبرفتی و پلایایی کواترنری به‌خوبی قابل مشاهده است. یکی از این نقاط شمال شرق روستای علی‌آباد «در بخش‌های میانی نقشه نای‌بندان» است که رسوبات آبرفتی قدیمی (Ot1) در سمت غرب گسل به‌صورت پرتگاهی با فرازای حدود ۵ متر در مقابل است که در رسوبات آبرفتی ایجاد شده است (ناظمی و سعیدی، ۱۹۹۶). عملکرد فرایندهای شیمیایی آبراهه‌ها موجب بریده‌شدن پرتگاه همراه با عقب‌نشینی و فرسایش پیشانی پرتگاه شده است. در این محل دگرشیمی بین رسوبات آبرفت قدیمی و جدید نیز دیده می‌شود که حاکی از فعالیت جدید گسل و کج‌شدگی رسوبات آبرفتی است.

از دیگر محل‌هایی که رخنمون گسل در رسوبات پلایایی دیده می‌شود، انتهای جنوبی رشته‌کوه شتری در محل آب گرم و سرد است. در این جایگاه نیز چشمه‌های متعدد در راستای گسل به‌وجود آمده که سبب رشد و تکثیر درختان خرما شده است. راستای گسل به‌صورت پرتگاه کم‌ارتفاعی دیده می‌شود که در رسوبات پلایایی پدید آمده و به‌سمت جنوب از ارتفاع آن کاسته می‌شود.

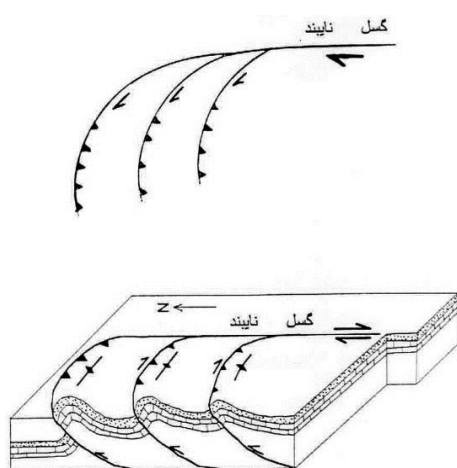
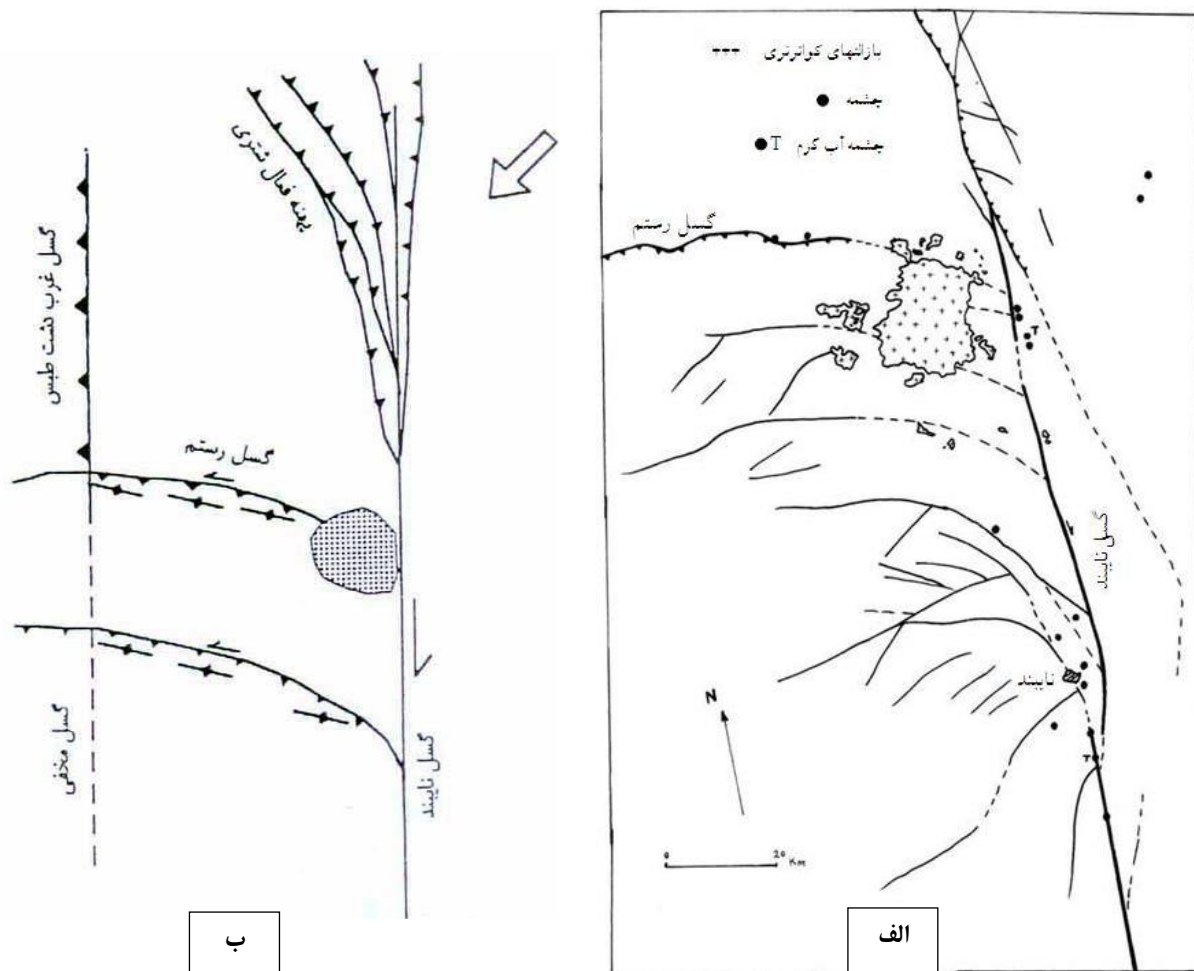
عملکرد گسل موجب فرازش بلوک شرقی و فروافتادن سمت غرب گسل شده و فرازش موجب زهکشی و تبخیر شدیدتر در سطح بلوک شرقی شده است. این موضوع سبب شده است تا با بخارشدن آب‌های شور پلایا، انواع کانی‌های تبخیری به‌صورت پوشش سفیدرنگی در سطح آن به‌وجود آید که به‌خوبی در عکس‌های ماهواره‌ای دیده می‌شود. با دقت در عکس‌ها می‌توان فهمید که این پرتگاه‌ها نسبت به هم حالت قرینه دارد؛ یعنی، یکی از آن‌ها به سمت غرب و دیگری به سمت شرق مشرف است که از سیماهای مورفولوژیکی معمولی در راستای گسل‌های امتداد لغز است.

۴. انحراف مسیر آبراهه‌ها در راستای گسل

مطالعات صحرایی و بررسی تصویرهای ماهواره‌ای در شمال شرق روستای نای‌بند و در راستای گسل، انحرافات را در مسیر آبراهه‌ها نشان می‌دهد. این آبراهه‌ها که به‌سوی شرق در جریان است منطقه پروده را زهکشی می‌کند و رسوبات فرسایش‌یافته را به‌داخل چاله لوت می‌ریزد. آبراهه‌ها و مسیل‌های یادشده در محل عبور از پهنه گسلش، همگی به‌طرف راست مسیر خود (به‌طرف جنوب) منحرف می‌شوند. مقدار جابه‌جایی مسیر آبراهه‌ها از چند صد متر تا حداکثر ۱۲۰۰ متر می‌رسد (ناظمی و سعیدی، ۱۹۹۶). از آنجا که شبکه‌های زهکشی و الگوی آبراهه‌ها از جوان‌ترین سیماهای زمین‌شناسی و فعال در عهد حاضر است، این‌گونه جابه‌جایی‌ها نشان‌دهنده وضعیت زمین‌ساختی فعال منطقه است. بنابراین، جابه‌جایی راست‌رو و در مسیر آبراهه‌ها نشان‌دهنده فعالیت جدید و گسلش امتداد لغز راست‌رو و روی گسل نایبند است. این فعالیت درزه‌هایی را در رسوبات آبرفتی به‌وجود آورده که در محل جابه‌جایی مسیر آبراهه‌ها دیده می‌شود. علاوه بر این‌ها، وجود دو مخروط آتشفشانی کواترنری در شرق روار و روی خط گسل نیز از شواهد فعالیت جدید گسل نایبند است. در شرق راور مخروط‌های آتشفشانی از جنس بازالت، آکالن همراه با نودول پریدوتیت است. در خصوص وضعیت گسل‌های مجاور گسل نایبند که یکی از آن‌ها در زیر بازالت‌ها و دیگری از شمال آن عبور می‌کند (گسل رستم) نظریه‌های متفاوتی مطرح شده است. دو نظریه زیر مسائل زمین‌شناسی منطقه را بهتر توجیه می‌کند.

۱.۴. نظریه افشان‌های گسل نایبند

در این نظریه هم‌زمان با اعمال تنش با راستای تقریبی N20E، گسل نایبند شروع به فعالیت با حرکت راست‌گرد می‌کند. ادامه این حرکت در گسل امتداد لغز نایبند سبب می‌شود که در بخش‌های انتهایی آن (بخشی از گسل که در جنوب رشته‌کوه شتری قرار دارد) شاخه‌هایی با حالت افشان از این گسل به داخل بلوک پروده منشعب شود (شکل ۶الف). امتداد این افشان‌ها در مجاورت گسل نایبند NW-SE است و در بخش‌های میانی و غربی بلوک پروده به‌حالت شرقی-غربی تبدیل می‌شود. این شاخه‌ها جابه‌جایی و حرکت امتداد لغز روی گسل نایبند را تعدیل و مستهلک می‌کند (شکل ۷ب). حرکت بلوک دشت طیس به‌طرف غرب یا جنوب‌غرب سبب ایجاد منطقه‌ای انبساطی در جنوب شرقی بلوک دشت طیس و فوران بازالت‌های کواترنری شده است. عدم تداوم گسل غرب دشت طیس در جنوب گسل رستم حرکت بلوک دشت طیس را به‌سوی غرب تأیید می‌کند (شکل ۷ج و ج).



ج

شکل ۷. الگوی فعالیت گسل نایبند طی کواترنری و فوران بازالتها از گسلهای فرعی آن (ناظمی و سعیدی، ۱۹۹۶). الف) گسل نایبند و شاخه‌های فرعی آن و موقعیت بازالت‌های کواترنری اقتباس شده از تصاویر ماهواره‌ای، ب) الگوی پیشرفته گسل نایبند و افشانه‌های آن و ارتباطشان با بازالت‌های کواترنری، ج) افشانه‌های گسل نایبند در نگاه دوبعدی و الگوی سه‌بعدی

۲.۴. نظریه بلوک‌های ثابت

این نظریه حرکت و جابه‌جایی راستگرد روی گسل‌های شرقی- غربی را ظاهری می‌داند و تنها حرکت امتداد لغز چپگرد با مؤلفه معکوس یا راندگی برای این گسل‌ها قائل است. در مجاورت گسل نای‌بند به صورت موضعی بر شدت گسلش معکوس شرقی- غربی اضافه می‌شود. در این مورد، حرکت راستگرد گسل نای‌بند نقش اساسی دارد. به صورت موضعی بر شدت گسلش معکوس شرقی- غربی اضافه می‌شود که در این مورد حرکت راستگرد گسل نای‌بند نقش اساسی دارد. تلفیقی از این دو نظریه وضعیت ساختمانی و تکتونیکی منطقه، همچنین فوران بازالت‌های کواترنری را توجیه می‌کند.

نتیجه‌گیری

بازالت‌های جنوب‌شرق طیس به سن کواترنری واقع در زون لوت، بخشی از ولکانیسم شرق ایران است که در مجاورت گسل بزرگ و فعال نای‌بند فوران کرده است. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی و رفتار اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب و خصوصیات ایزوتوپ‌های Sr و Nd، این بازالت‌ها جزو سری آلکالن سدیک است و برخی نمونه‌ها خصوصیات ساب‌آلکالن نشان می‌دهند. منشأ ماگمای مادر از لایه بارور گوشته فوقانی روند تفریق و تبلور عادی را طی کرده است. وجود درشت‌بلورهای اولیه مختلف نمایانگر شدت تفریق ماگما قبل از فوران است که همراه با تزریق‌های مکرر مذاب داغ و تازه به داخل اتاقک ماگمایی بوده است. ماگمای بارالتی حین صعود به سطح زمین و فوران، با سنگ‌های سیلیسی پوخته آغستگی پیدا کرده و ترکیب شیمیایی آن کمی تغییر کرده است و باعث بروز خصوصیات ساب‌آلکالن شده است (Righter & Rosas-Lguera, 2001). با توجه به مطالعات صحرایی و نمودارهای تکتونوماگمایی، بازالت‌های طیس جزو بازالت‌های درون صفحات قاره‌ای است که در اثر فعالیت و کشش و بازشدگی گسل بزرگ نای‌بند و شاخه‌های فرعی آن در اوایل کواترنری فوران کرده و نشان‌دهنده فعال بودن این گسل و شاخه‌های فرعی آن طی کواترنری است.

منابع

معین‌وزیری، ح. (۱۳۷۷). دیپاچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران. انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰ ص.

- Cousens, B.L., Clague, D.A. and Hemming Way, C. (2003). The chronology, chemistry and origin of trachytes from Hualalai volcano, Hawaii. *Geochemistry Geophysics Geo Systems*, 4: 45-67.
- Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V. and Washington, H.S. (2001). *Soft ware petrology*, Longman Group publication, 187 pp.
- Emami, M.H. (1999). *Magmatism of Iran*. Geological Survey Iran, 608PP.
- Fiorini, E. and Tibaldi, A. (2012). Quaternary tectonics in the central Interandean Valley, Ecuador: Fault-propagation folds, transfer faults and the Cotopaxi Volcano. *Global and Planetary Change*, 90-91: 87-103.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.B. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, 8: 523-548.
- Kluver, H.M., Tirrul, R., Chance, P.N., Johns, G.W. and Meixner, H.M. (1983). *Explanatory text of the Naybandan Quadrangle Map (1:250000)*. Geol. Survey Iran Rep., No. J8, 143 pp.
- Le bas, L.M., Streckisen, and Zanettin (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total- alkali-silica. *Diagram. J. Pet.*, 27(3): 745-750.
- Middlemost, E.A.K. (1985). *Magmatic rocks: an introduction to igneous petrology*. Longman, 266 pp.
- Moein vaziri, H. (1999). *An introduction to Magmatism in Iran*. Tabiat Moallem University Press, 440 pp. [in Persian]
- Nazemi, M. and Saeidi, M. (1996). Neotectonic of Tabas block with looking on structural geology Ghoorichai zone (Parvade Coalfield- South of Tabas). *Tectonic M.Sc., Tezs*, Geological Survey Iran, 165 pp.
- Parlak, O., Delaloye, M., Kozlu, H. and Fontignie, D. (2000). Trace element and Sr-Nd isotope geochemistry of the alkali basalts observed along the Yumurtalik Fault (Adana) in southern Turkey. *Bult. Earth Sci. Hacettepe University*: 137-148.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks and determined using trace element analyses. *Earth and Planet*: 290-300.
- Pearce, J.A. and Norry, J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral, Petrol*, 69: 33-47.
- Pu Sun, Y.N., Guo, P., Ye, L., Liu, J. and Feng, Y. (2017). Elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Cenozoic basalts in Southeast China: Insights into their mantle sources and melting processes. *Lithos*, 272-273: 16-30.
- Rami, A. Bakhsh (2015). Pliocene-Quaternary basalts from the Harrat Tufail, western Saudi Arabia: Recycling of ancient oceanic slabs and generation of alkaline intra-plate magma. *Journal of African Earth Sciences*, 112(A): 37-54.

- Righter, K. and Rosas-Lguera, J. (2001). Alkaline Lavas in the volcanic front of the Western Mexican volcanic belt: Geology and petrology of the Ayutla and Tapala Volcanic fields. *J. Petrology*: 2333-2361.
- Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group Publi, 344 pp.
- Wen-Hui, Zh., Hong-Fu, Zh., Wei-Ming, F., Bao-Fu, H. and Mei-Fu, Zh. (2012). The genesis of Cenozoic basalts from the Jining area, northern China: Sr–Nd–Pb–Hf isotope evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 61: 128-1.
- Winchester, J.A. and Floyed, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343.