بررسی پترولوژیکی توده گرانیتوئیدی تربت جام و جایگاه تکتونیکی آن

نوشته: دکتر محمدولی ولی‌زاده * محمدعلی اکرمی *

چکیده

توده گرانیتوئیدی تربت جام در زون زمین‌ساختی بینالود قرار دارد سنگ‌های میزبان آن را اسلیت‌های درجه پایین سازند میانکوهی از گروه آق دربند با سن تریاس پسین (آشکوب نورین) تشکیل داده که ادامه بخشی از سنگ‌های دگرگونی حوالی جنوب مشهد می‌باشند و سازند کشف‌رود با کنگلومرای قاعده‌ای (آشکوب باژوسین) به صورت دگرشیب آن‌ها را می‌پوشاند.

توده گرانیتوئیدی یاد شده جزء گرانیتوئیدهای کمان قاره‌ای (CAG) و مربوط به مراحل پایانی کوهزایی است که در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس دوم (اینوزنید) به زیر ورقه توران و به سبب فعالیت فاز کوهزایی اینوزنید (اندکی قدیمی‌تر از سیمرین پیشین) تشکیل شده است و با مراحل پایانی ماگماتیسم در جنوب مشهد و جایگزینی گرانیت‌های مشهد (واقع در همین زون) مقارن می‌باشد.

Abstract

Torbat-e- Jam granitoid is located in Binalud structural zone. Its host rocks include low grade slate of Mian kuhy Fm. (from Aghdarband Group) and belongs to Upper Triassic (Norian Stage) which is an extension part of metamorphic rocks around south Mashhad, and is overlain by Kashafrud Fm. with basal conglomerate (Bajocian Stage).

This granitoid belongs to continental arc granitoids (CAG) which have been intruded in late orogenic stage, and it is related to subduction of Paleotethys II (Indosinid) Plate under Turan Plate, and has been affected by the activity of Indosinid phase (which is slightly older than Early Cimmerian), and is contemporaneous with late stage magmatism in south Mashhad (in the same zone).

مقدمه

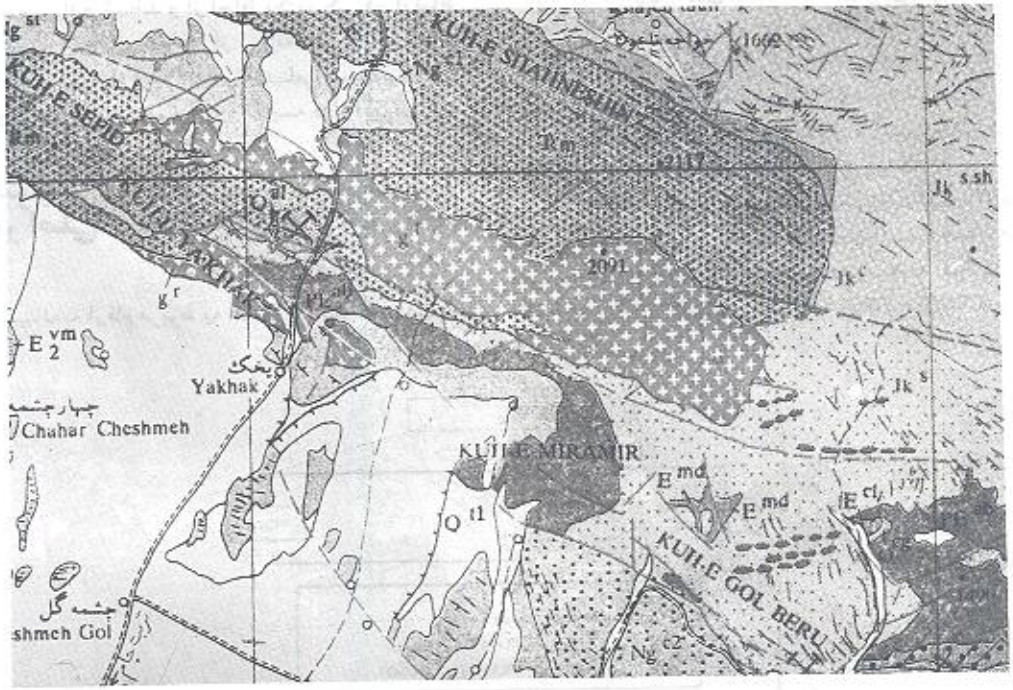
توده گرانیتوئیدی تربت جام بین طول‌های جغرافیایی ۶۰° ۵۷' تا ۶۰° ۲۲' خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۳۵° ۳۱' تا ۳۵° ۲۵' شمالی و به مساحت تقریبی ۶۰ کیلومتر مربع در ۲۵ کیلومتری شمال خاوری شهرستان تربت جام قرار دارد. روند آن NW-SE بوده و در زون زمین‌ساختی بینالود جای دارد (شکل ۱).

این زون در حقیقت ادامه البرز خاوری است و در مورد آن دیدگاه‌های گوناگونی بیان شده است. Stocklin (1968) در نوشتارهای اولیه خود این زون را جزء واحد البرز تصور می‌کند، در حالی که افتخارنژاد (۱۳۵۹) رشته ارتفاعات باختری بینالود را به واحد ایران مرکزی متعلق می‌داند، نبوی (۱۳۵۵) زون بینالود را به عنوان واحد تدریجی بین البرز و ایران مرکزی در نظر می‌گیرد.

مرز شمالی این زون، گسله سمنان و مرز جنوبی آن گسله‌های میامی و شاهرود هستند، و بلوک‌های ورقه توران و خرده قاره ایران مرکزی کوه‌های بینالود را از شمال و جنوب محدود می‌کنند، Berberian and King (1981)، Stocklin (1966, 1968, 1973, 1977)

Petrological investigation of the Torbat-e- Jam granitoid and it's Tectonic Setting

By: Dr. M. Valizadeh * and M. A. Akrami *



شکل ۱- بخشی از نقشه زمین‌شناسی چهارگوش تربت جام با مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ و موقعیت تودهٔ گرانیتوئیدی تربت جام در آن (سازمان زمین‌شناسی کشور).

$\mathrm{Tr_m}$ سنگ‌های میزبان توده مورد مطالعه (سازند میانکوهی) $\mathrm{J_k}$ سازند کشف رود

(Majidi (1981)، Lammerer et al. (1983) و Alavi (1991)، این بخش را از هرسی‌نین توران و افیولیت‌های مشهد به بقایای اقیانوس پالئوتتیس نسبت می‌دهند ضمناً افتخارنژاد (۱۳۷۱) این بخش را در ارتباط با تراف ریفتی پرمین در حاشیه شمالی خشکی گندوانا (یا آفریقا- عربستان) و به پالئوتتیس دوم یا تتیس ایندوزنید می‌داند Boulin (1988) نیز ضمن ارائه مدلی تکامل ژئودینامیکی بسته شدن این اقیانوس را در طی برخورد ورقه‌های گندوانا و اورازیا در نظر می‌گیرد.

به هرحال تکتونیک منطقه بینالود به‌وسیله راندگی‌هایی شکل گرفته است که مربوط به کوه‌زایی آلپ- سیمرین می‌باشد، و در نتیجه یک طاق شکل (antiform) مرکب از چندین راندگی و دوپلکس (duplex) تشکیل شده است و برخورد ورقه توران با ایران مرکزی در یک رژیم فشاری بوده است (Alavi, 1991, 1992).

همین رژیم فشاری موجب جهت یافتگی و کشیدگی گرانیت‌های مشهد و توده گرانیتوئیدی تربت جام با روندی مشابه در زون بینالود و همچنین جهت یافتگی در پدیده‌های زمین‌شناسی و ساختمانی نظیر افیولیت‌ها، رخ‌های اسلیتی و سایر سنگ‌های متاپلیتی

در این زون شده است.

سنگ‌های دگرگونی این زون در جنوب مشهد شامل دو گروه: (الف) یک سری شیل و ماسه سنگ دگرگون شده با سن تریاس بالا- ژوراسیک و (ب) سنگ‌های مشابهی مربوط به پالئوزوئیک پسین (پرمین) یعنی مجموعه‌های دگرگونی افیولیت‌دار می‌باشند (نقشه زمین‌شناسی چهارگوشه مشهد به مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰). سنگ‌های دگرگونی میزبان توده نفوذی تربت‌جام (سازند میانکوهی از گروه آق دربند) شامل ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل‌های زغالدار دگرگونه در حد اوایل رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند این سنگ‌ها به دلیل دارا بودن گونه‌های فسیل گیاهی چون Neocalamites sp. , Taeniopteris sp. و Podozamites sp. که نشانگر سن تریاس فوقانی و حداکثر اشکوب نورین می‌باشند، قابل سنجش با سری جوان‌تر سنگ‌های دگرگونی جنوب مشهد هستند.

نظر به این که گرانیت‌های مشهد به همراه توده گرانیتوئیدی تربت جام در زون بینالود واقع شده‌اند و از لحاظ تکتونیکی در ارتباط با یکدیگر هستند لذا در این بررسی تعدادی از نمونه‌های گرانیت‌های مشهد از Majidi (1978) و میرنژاد (۱۳۷۰) را اقتباس نموده‌ایم تا با گرانیت‌های مشهد و تربت جام در جمع مورد مقایسه قرار گیرند.

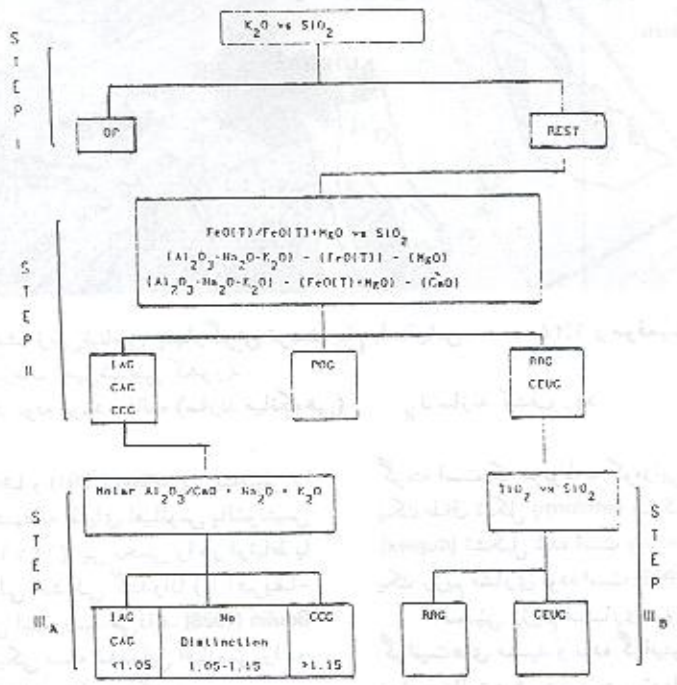
تعیین جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی تربت جام (با توجه به عناصر اصلی) و مقایسه آن با گرانیت‌های مشهد

به دلیل عدم اطمینان به ارقام مربوط به عناصر کمیاب به دست آمده از روش آنالیز اسپکترومتری که در دسترس بود، برای تعیین جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی تربت جام تنها عناصر اصلی مورد استفاده قرار گرفت. اصولاً سنگ‌های گرانیتوئیدی از نظر تکتونیکی به دو گروه اصلی کوه‌زایی (orogenic) و غیرکوه‌زایی (anorogenic) تقسیم‌بندی می‌شوند (Maniar and Piccoli, 1989). گرانیتوئیدهای کوه‌زایی عبارت‌اند از: گرانیتوئیدهای جزایر قوسی "IAG" (Island Arc Granitoids)، گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای "CAG" (Continental Arc Granitoids) و گرانیتوئیدهای پس از کوه‌زایی "POG" (Post Orogenic Granitoids).

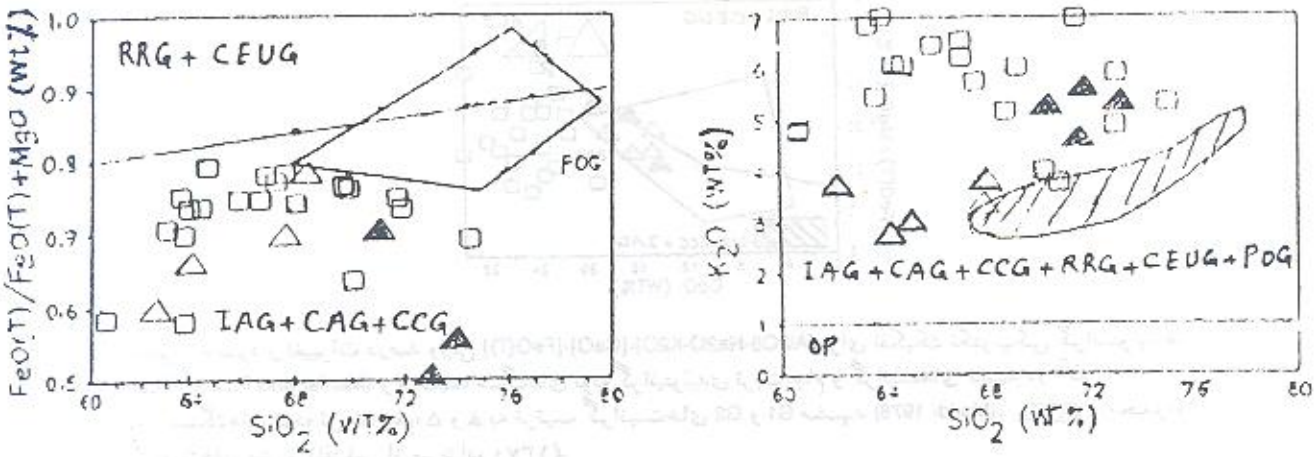
گرانیتوئیدهای غیرکوه‌زایی عبارت‌اند از: گرانیتوئیدهای همراه با بالاآمدگی خشکی‌زایی قاره‌ای "CEUG" (Uplift Granitoids Continental Epirogenic)، گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت‌ها "RRG" (Rifts Related Granitoids) و پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی "OP" (Oceanic plagiogranites).

به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی توده‌های گرانیتوئیدی با استفاده از عناصر اصلی مراحل پیوسته‌ای مطابق شکل ۲ را باید اعمال نمود. با توجه به این شکل ابتدا با استفاده از نمودار تغییرات درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 (شکل ۳) مشخص می‌گردد که سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام و گرانیت‌های مشهد در دسته پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی قرار نمی‌گیرند.

نمودار تغییرات درصد وزنی $FeO(T)/[FeO(T) + MgO]$ در مقابل SiO_2 در شکل ٤ نشان داده شده است. همان طور که مشاهده می‌شود در این نمودار سه محدوده مربوط به گرانیتوئیدهای گروه I (CCG + CAG + IAG) و گروه II (CEUG + RRG) و گروه II (POG)



شکل ۲- مراحل مختلف تمایز تکتونیکی گرانیتوئیدها (Maniar and Piccoli 1989).



شکل ۳- نمودار تغییرات درصد وزنی K 20 در مقابل SiO2 برای تفکیک گرانیتوئیدهای اقیانوسی از سایر گرانیتوئیدها (Maniar and Piccoli 1989) و موقعیت سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام و گرانیت‌های مشهد در آن.
□ سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام، △ و ▲ به ترتیب G1 و G2 مشهد (Majidi 1979). محدوده گرانیت‌های مشهد (اقتباس از میرنژاد، ۱۳۷۰).

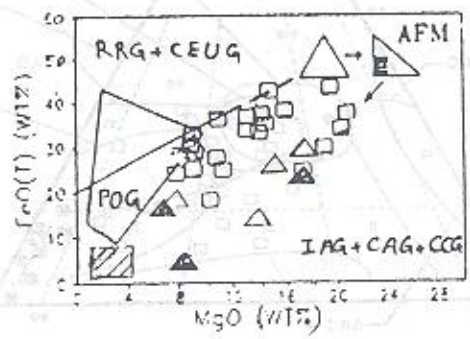
شکل ۴- نمودار تغییرات درصد وزنی FeO (T)/[FeO (T) + MgO] در مقابل SiO2 برای تفکیک گرانیتوئیدهای گروه I ،II و III (Maniar and Piccoli 1989) و موقعیت نمونه‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام و گرانیت‌های مشهد در آن.
□ سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام، △ و ▲ به ترتیب گرانیت‌های G2 و G1 مشهد (Majidi 1978).

مجزا شده‌اند که سنگ‌های توده مورد مطالعه و گرانیت‌های مشهد در محدوده گروه I قرار می‌گیرند.

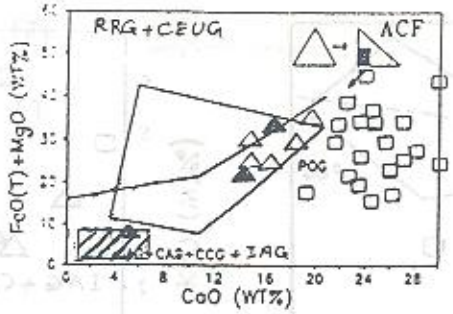
سومین نمودار از این سری نمودار AFM یعنی [FeO(T)]-(MgO)-[Al2O3- Na2O- K2O] می‌باشد (شکل ۵)، که در این نمودار باید اعضاً فوق را به ۱۰۰ درصد برسانیم. سپس تنها از قطب‌های F و M استفاده کنیم. شکل ۵ نتایج حاصل از نمودارهای فوق را تایید می‌کند و کلیه نمونه‌های مربوط به سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده گروه I قرار می‌گیرند.

نمودار مفید دیگر ACF یعنی [CaO]-[FeO(T) + MgO]-[Al2O3- Na2O- K2O] است که به صورت درصد وزنی هستند. چگونگی نمایش نمونه‌ها در این نمودار نیز مشابه نمودار AFM است. موقعیت سنگ‌های توده مورد مطالعه و گرانیت‌های مشهد در محدوده گروه I قرار می‌گیرند (شکل ٦).

با توجه به نمودارهای فوق سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام و گرانیت‌های مشهد در محدوده گروه I یعنی IAG + CAG + CCG قرار می‌گیرند. حال برای تفکیک دقیق‌تر آن‌ها می‌توان از نسبت



شکل ۵- نمودار تغییرات درصد وزنی [Al2O3- Na2O- K2O]-(MgO)-[FeO(T)] برای تفکیک تکتونیکی گرانیتوئیدها (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام و گرانیت‌های مشهد در آن.
□ سنگ‌های توده تربت جام، △ و ▲ به ترتیب گرانیت‌های G2 و G1 مشهد (اقتباس از مجیدی، ۱۹۷۸)، محدوده گرانیت‌های مشهد (اقتباس از میرنژاد، ۱۳۷۰).



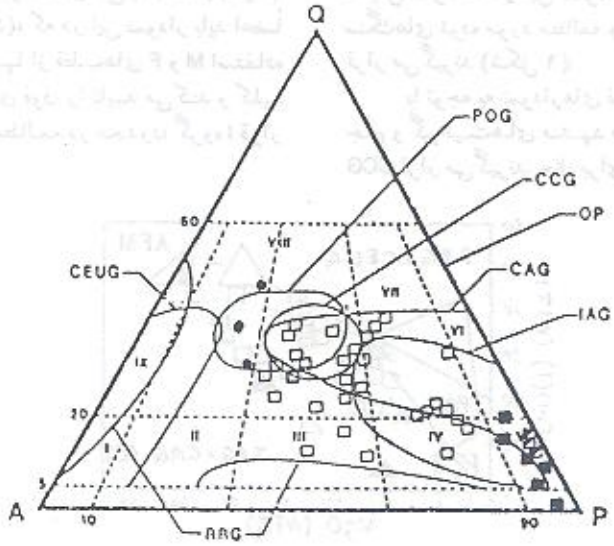
شکل ۶- نمودار تغییرات درصد وزنی [Al2O3-Na2O-K2O]-[CaO]-[FeO(T)] برای تفکیک تکتونیکی گرانیتوئیدها (Maniar and Piccoli 1989) و موقعیت سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام و گرانیت‌های مشهد در آن.
□ سنگ‌های توده تربت جام، △ و ▲ به ترتیب گرانیت‌های G2 و G1 مشهد (Majidi 1978)، ▨ محدوده گرانیت‌های مشهد (اقتباس از میرنژاد، ۱۳۷۰).

ملکولی A/NCK یا $Al_2O_3 / [Na_2O + CaO + K_2O]$ استفاده کرد. نسبت مذکور برای گرانیتوئید تربت جام ۰/۷۱ (کمتر از ۱/۰۵) و برای گرانیت‌های مشهد به ترتیب ۱/۷۱ و ۱/۶۸ (بیش از ۱/۱۵) است. لذا توده تربت جام به IAG + CAG و گرانیت‌های مشهد به CCG تعلق دارند (به نظر می‌رسد میرنژاد (۱۳۷۰) در نمایش نمونه‌های گرانیتی مشهد در نمودارهای ACF و AFM «نمودارهای اخیر» اشتباه نموده، چرا که تمرکز نقاط در یک‌جاست و جدا از نقاط مربوط به نمونه‌های اقتباس شده Majidi(1978) است. اما به هرحال این گرانیت‌ها از نوع کوه‌زایی هستند).

نمودار مثلثی مدال QAP اشتریکایزن نیز برای تشخیص محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها به کار می‌رود (Maniar and Piccoli ,1989). در این نمودار محدوده‌های گرانیتوئیدهای متعلق به جایگاه‌های مختلف تکتونیکی از یکدیگر مجزا شده‌اند. موقعیت سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام در این نمودار عرضه شده است (شکل ۷).

همان‌طور که در این نمودار مشاهده می‌شود سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام در محدوده CAG تمرکز بیشتری دارد، که تاییدی است بر نتایج مشابهی که از نمونه‌های قبلی گرفتیم.

گرانیتوئیدهای کمان قاره‌ای (CAG) سنگ‌های ماگمایی هستند که در لبه ورقه قاره‌ای که یک لیتوسفر اقیانوسی به زیرش فرورانده شده، جایگزین می‌شوند. این تعریف با تکتونیک منطقه بینالود که در



شکل ۷- نمودار مودال QAP Streckeisen (1976) برای تمایز تکتونیکی گرانیتوئیدها (Maniar and Piccoli 1989) و موقعیت سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام در آن.
■ سنگ‌های حد واسط حاشیه توده ▨ انکلاوهای ریزدانه آذرین توده
□ سنگ‌های اسیدی متن توده ● آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها

حقیقت محل فرورانش لیتوسفر اقیانوسی پالئوتتیس II به زیر ورقه توران است، سازگاری دارد.

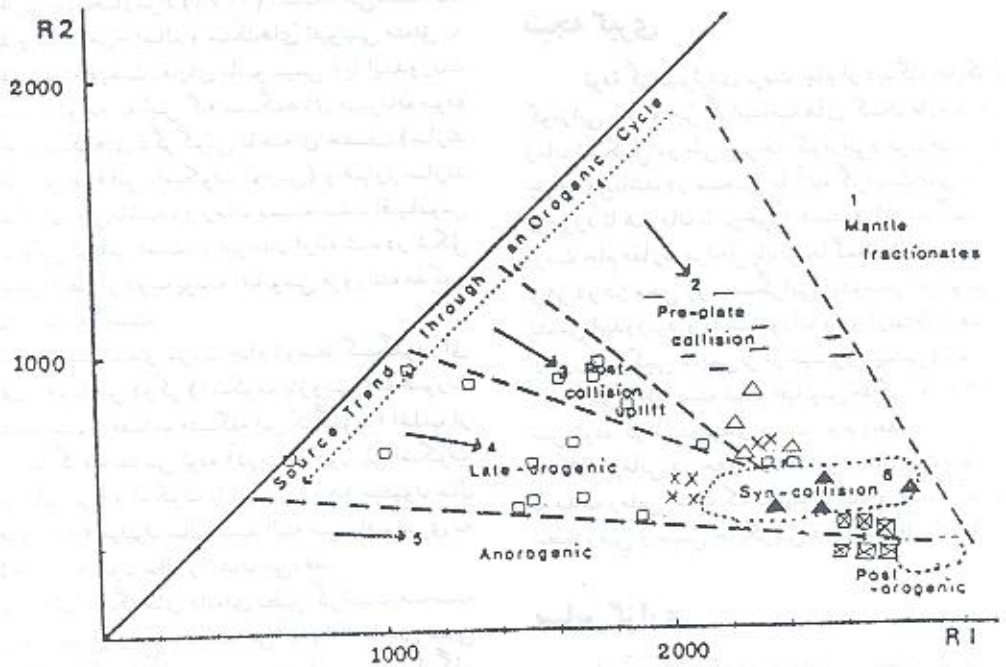
نمودار دیگری که در تمایز تکتونیکی گرانیتوئیدها کاربرد زیادی دارد، نمودار چند کاتیونی (Batchelor and Bowden 1985) R1- R2 است (شکل ۸). در این نمودار تحول ترکیبات شیمیایی سنگ‌های یک چرخه کوه‌زایی در زون همگرا با گرانیتوئیدهای قبل از برخورد (گروه ۲) شروع شده و پس از آن به گرانیتوئیدهای بالاآمدگی پس از برخورد (گروه ۳) و بالاخره به گرانیتوئیدهای مراحل پایانی کوه‌زایی (گروه ٤) می‌رسد. گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (گروه ٦) نیز در زمره گرانیتوئیدهای کوه‌زایی قرار دارند. سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام در محدوده‌های ۳ و ٤ و گرانیت‌های مشهد در محدوده‌های ۲ و ٦ قرار می‌گیرند.

بدین ترتیب گرانیت‌های مشهد مربوط به قبل از برخورد و همزمان با برخورد و گرانیتوئید تربت جام مربوط به مراحل پایانی کوه‌زایی است. مطالعات ولی‌زاده و کریم‌پور (۱۳۷٤) نیز محیط تکتونیکی همزمان با برخورد را برای گرانیت‌های مشهد مشخص می‌کند. البته تعیین سن رادیومتری گرانیت‌های مشهد به روش K-Ar بوسیله Alberti et al. (1973) قدمت ۱۲۰ تا ۱٤٦ میلیون سال را نشان می‌دهد. همچنین سن گرانیتوئید تربت جام به روش مذکور معادل ۵±۱۵۳ میلیون سال است (Guillou ,1978). (با توجه به نامناسب بودن روش مذکور برای گرانیت‌ها، این اعداد تردیدآمیز هستند).

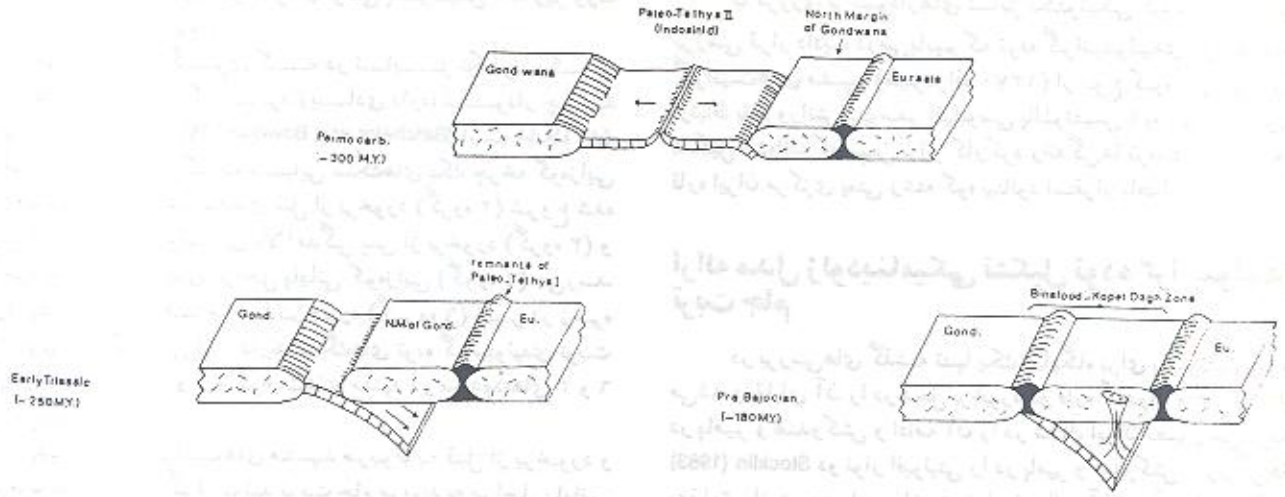
با مروری بر نمودارهای تمایز تکتونیکی که تا اینجا مورد بررسی قرار دادیم، درمی‌یابیم که توده گرانیتوئیدی تربت جام و گرانیت‌های مشهد (میرنژاد، ۱۳۷۰) از نوع کوه‌زایی بوده و در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی پالئوتتیس II به زیر ورقه توران تشکیل شده‌اند، که سپس براثر کارکرد راندگی‌ها تراستی در لبه خرد قاره ایران مرکزی یعنی رشته کوه بینالود استقرار یافته‌اند.

ارائه مدل ژئودینامیکی تشکیل توده گرانیتوئیدی تربت جام

در بررسی‌های گذشته تنها یک جایگاه برای پالئوتتیس فرض می‌شد و بقایای آن را در محل برخورد دو قاره گندوانا و اورازیا واقع در پامیر و هندوکش و ادامه آن را در شمال ایران تصور می‌کردند. Stocklin (1983) دو نوار افیولیتی را در پامیر و هندوکش با ویژگی‌های متفاوتی از هم متمایز ساخت. نوار شمالی آن در آسیای مرکزی (بخش شمالی ورقه توران) قرار دارد و به عنوان نوار پالئوتتیس هرسی‌نین نامیده می‌شود، که به سبب فعالیت فاز کوه‌زایی هرسی‌نین در اواسط پالئوزوئیک بوجود آمده است، و نوار جنوبی را که از رودخانه سرخ ویتنام تا شمال تبت و افغانستان تا مرز شمال خاوری ایران قابل تعقیب است، را نوار پالئوتتیس ایندوزینند (ایندوزنین) نامید. این نوار در طی فعالیت فاز کوه‌زایی ایندوزنید (کم و بیش همزمان یا اندکی قدیمی‌تر از سیمرین پیشین) تشکیل شده است.



شکل ۸- تمایز تکتونیکی توده‌های گرانیتوئیدی در نمودار چند کاتیونی R1 -R2 (Batchelor and Bowden 1985) و موقعیت سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام و گرانیت‌های G1 و G2 مشهد در آن. □ سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام، △ و ▲ به ترتیب گرانیت‌های G1 و G2 مشهد (اقتباس از Majidi 1978)، = = تونالیت مشهد × گرانودیوریت مشهد، ⊠ مونزوگرانیت مشهد (اقتباس از میرنژاد، ۱۳۷۰).



شکل ۹- مدل ساده ژئودینامیکی تشکیل توده گرانیتوئیدی تربت جام بر اثر فعالیت فاز کوه‌زایی ایندوزنید (Indosinid) که اندکی قبل از فاز سیمیرین پیشین (Early Cimmerian) در اوایل تریاس رخ داده است (افتخارنژاد، مذاکره شفاهی).

بررسی‌های Belov et al. (1985) نشان داد که ادامه پالئوتتیس ایندوزنید در جنوب دریای سیاه (شمال کوه‌های پونتید ترکیه) وجود دارد، و از آن به عنوان پالئوتتیس II یاد کردند.

یافته‌های اخیر افتخارنژاد (۱۳۷۱) نشان می‌دهد که دگرگونی‌های مشهد و شاندرمن- اسالم و سنگ‌های افیولیتی متعلق به پرمو- کربونیفر بوده و در حقیقت بقایای پالئوتتیس II یا ایندوزینند هستند بدین ترتیب با توجه به این که سنگ‌های میزبان توده گرانیتوئیدی تربت جام سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای خفیف (سازند میانکوهی با سن تریاس فوقانی، اشکوب نورین) و هم‌ارز سازند نای‌بند در ایران مرکزی می‌باشند، و زمان بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس ایندوزنید اوایل تریاس است، برابر مدل ارائه شده در شکل ۹ ماگمای مادر توده موردنظر از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده مذکور و سنگ‌های اطراف تولید شده است.

از طرفی توده گرانیتوئیدی تربت جام توسط کنگلومرای قاعده‌ای سازند کشف رود با سن دوگر (آشکوب باژوسین) به صورت دگرشیب پوشانیده شده است و قطعات متشکله این کنگلومرا اغلب از گرانیت تربت جام منشأ گرفته‌اند سن توده آذرین مذکور بین اشکوب نورین (۲۲۵ میلیون سال قبل) و اشکوب با ژوسین (۱۸۰ میلیون سال قبل) قرار دارد و حدود ۲۰۰ میلیون سال است. البته سن رادیومتری به روش K-Ar قدمت ۵±۱۵۳ میلیون سال را نشان می‌دهد.

(روش مذکور برای سنگ‌های دانه‌ای نظیر گرانیت مناسب نیست و همیشه سن جوان‌تر از واقع به‌دست می‌آید) لذا ما سن نسبی یعنی ۲۰۰ میلیون سال را که با واقعیات زمین‌شناسی نیز سازگار است، مدنظر قرار می‌دهیم.

بدین ترتیب بین سن واقعی گرانیت (حدود ۲۰۰ میلیون سال) و زمان بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس II در اوایل تریاس (۲۵۰ میلیون سال قبل) اختلاف زمانی حدود ۵۰ میلیون سال وجود دارد که احتمالاً مدت زمانی است که تولید ماگما و صعود آن به نزدیک سطح زمین و نفوذ به داخل پوسته قاره‌ای به‌طول انجامیده است. و این پدیده با فاز کوه‌زایی سیمیرین پیشین مقارن می‌باشد.

نتیجه گیری

تودهٔ گرانیتوئیدی تربت جام از دیدگاه جایگاه تکتونیکی از نوع کوه‌زایی بوده و جزء گرانیتوئیدهای کمان قاره‌ای (CAG) است. از نظر زمان تشکیل در طی چرخه کوه‌زایی، مربوط به مراحل پایانی این چرخه می‌باشد. در سنجش با آن، گرانیت‌های مشهد از نوع قبل از برخورد تا همزمان با برخورد هستند لذا به گمان توده گرانیتوئیدی تربت جام مقارن مراحل پایانی ماگماتیسم مشهد جایگزین شده است، و هر دو در محل زون همگرایی لیتوسفر اقیانوسی پالئوتتیس دوم یا تتیس ایندوزنید و پلیت توران و در ارتباط با فعالیت فاز کوه‌زایی ایندوزنید (کمی قدیمی‌تر از سیمیرین پیشین) تشکیل شده‌اند.

بین زمان بسته شدن اقیانوس مذکور (۲۵۰ میلیون سال قبل) و سن توده گرانیتوئیدی تربت جام (حدود ۲۰۰ میلیون سال قبل) اختلاف زمانی در حدود ۵۰ میلیون سال وجود دارد که احتمالاً مربوط به مدت زمانی است که تولید ماگما و صعود آن به ترازهای نزدیک سطح زمین و سپس جایگزینی در پوسته قاره‌ای به طول انجامیده است.

سپاس‌گزاری

از آنجایی که در انجام این تحقیق از مساعدت‌های مالی و علمی دفتر معاونت پژوهشی دانشکده علوم دانشگاه تهران و سرپرستی محترم سازمان زمین‌شناسی ناحیه خاوری ایران (مرکز مشهد) برخوردار بودیم لذا لازم می‌دانیم سپاس خود را بابت این امر تقدیم داریم.

کتابنگاری

افتخارنژاد، جمشید (۱۳۵۹)، تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.

افتخارنژاد، جمشید و همکاران (۱۳۷۱)، سن مجموعه دگرگونه‌ها و افیولیت‌های شاندرمن، اسالم و ارتباط ژئودینامیکی آن‌ها با پالئوتتیس و پوستهٔ اقیانوسی دریای خزر، فصلنامهٔ علمی علوم زمین، شماره ۳، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

اکرمی، محمدعلی (۱۳۷۳)، پترولوژی و ژئوشیمی تودهٔ گرانیتوئیدی تربت جام و هالهٔ دگرگونی آن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۷۵ صفحه.

میرنژاد، حسن (۱۳۷۰)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های گرانیتی و پگماتیت‌های مشهد، پایان نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

نبوی، محمدحسن (۱۳۵۵)، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

ولی زاده و کریم‌پور (۱۳۷٤)، منشأ و موقعیت تکتونیکی گرانیت‌های جنوب مشهد، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد بیست و یکم، شماره ۱، بهار ۱۳۷٤، (۷۱-۸۲).

References

Alavi, M., 1991- Sedimentary and sturctural characteristies of the paleotethys remnants in north eastern Iran, Geo. Soc. Am. Bull., 103, 983-992.

Alavi, M. 1992- Thrust tectonics of the Binalood Region, NE Iran, Tectonics, . 11, No. 2, 360-370.

Alberti, A.; Nicoletti, M.; and Petruciani, C., 1973- K/Ar ages of micas of Mashhad granites (Khorasan, North- East Iran) period. Miner. 42, 483-493.

Batchelor, R. A. and Bowdevon, p., 1985- Petrogenetic interpretation of granitiod rocks series usingm ulticationic parameters, Chem. Geol., No. 48, 43- 55.

Belov, A. A,. et al., 1986- A precis on pre- Alpine tectonic history of tethyan paleoceans, Tectonophysies, 127, 197- 211.

Boulin, J., 1988- Hercynian and eo cimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. Tectonophysies, 143, 253- 278.

Guillou, Y., 1978- Report on Geological map of Torbat- e- Jam quadrangle (unpublished).

Lammerer, B., Langheinrich, G., Manuchehr- Danai, M., 1983- The tectonic evolution of the Binalood mountaines (NE- Iran), in geodynamic project (Geotraverse) in Iran, Geo. Sur. of Iran, Report, No. 51, 91- 102.

Majidi, B., 1978- Etude petrostructure de la region de Mashhad (Iran) et granitoids Hercynians (These).

Majidl, B., 1981- The ultrabasic lava flows mashhad, North East Iran, Cambridge, Univ. Press, Geo. Mag. 118, 49- 58.

Maniar, P. D., and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, Geol. Soc. Am. Bull., 101, 632- 643.

Stocklin, J. 1966- A review of the structural history and Tectonics of Iran, In: Symposium on Tectonics (Hydarabad, 1965) Nat. In st. sci India, Bull. No. 32,. 37- 43.

Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics in Iran : A Review. Am. Ass. petrol. Geo. Bull., 52, 1226- 1258.

Stocklin, J. and Nabavi, M. H. 1973- Tectonic map of Iran (scale 1:250,000), Geol. Surve. Iran.

Stocklin, J. 1977- Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia, Anonymous, Livre a la memoire de Albert F. de Lapparent (1905-1975), Consacre aux recherches geologiques dans les chaines Alpines de l'Asie du sud- Ouest, Soc. Geol. Fr. Mem. Hors- ser.,8, 333-353.

Stocklin, J. 1983- Himalayan orogeny and expansion In: Carey, S.W. (ed.), Expanding Earth Symposium, Sydney, 1981, 119- 130; University of Tasmania.

Streckeisen, A. L., 1976- To each plutonic rock its proper name, Earth. Sci., Rev., No. 12, 1- 33.

* گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

* Geology Department, Science Faculty, Tehran University