

بررسی تغییرات جرم عناصر در فرایند دگرسانی گرمابی در توده گرانیویدی آستانه (جنوب باختر اراک)

نوشته: داریوش اسماعیلی* و سیده زهرا افشونی*

*دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۰۶/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۶/۱۰/۲۲

چکیده

توده گرانیویدی آستانه با ترکیب اصلی گرانودیوریتی و وسعتی در حدود ۳۰ کیلومتر مربع بخش کوچکی از زون سنندج- سیرجان را در ۴۰ کیلومتری اراک تشکیل داده است. این توده نفوذی به طور وسیعی متحمل دگرسانی گرمابی شده و دست کم شش زون دگرسانی سریستی، کلریتی، پروپیلیتی، آرژیلیتی، آلبیتی و تورمالینی در آن قابل شناسایی است. محاسبات شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) نشان می‌دهد که زون دگرسانی سریستی ۶۳/۴۷٪، زون دگرسانی کلریتی ۵۹/۷۳٪، زون دگرسانی پروپیلیتی ۶۱/۵۴٪، زون دگرسانی آرژیلیتی ۶۳/۶۹٪، زون دگرسانی آلبیتی ۶۰/۶۱٪ و زون دگرسانی تورمالینی ۶۵/۴۳٪ دستخوش دگرسانی گرمابی شده است. بررسی‌های تغییرات جرم عناصر براساس عنصر آلومینیم (به‌عنوان عنصر ناظر بی‌تحرک) نیز نشان می‌دهد که در تمام زون‌های دگرسانی این منطقه مقادیر قابل ملاحظه‌ای از اکسیدهای MgO·CaO، Fe₂O₃، TiO₂ و همچنین LFSE‌ها از جمله Sr، Rb، Cs، Ba و K شسته و از سیستم خارج شده است. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهند که در Zون‌های دگرسانی سریستی، آرژیلیتی و تورمالینی به وسیله سیال‌های دگرسان‌کننده وارد سیستم شده است. Al₂O₃ به دلیل ماهیت نامتحرک خود، تغییر جرم نشان نمی‌دهد. سایر اکسیدها از جمله P₂O₅، K₂O، Na₂O، MnO و LOI در زون‌های مختلف رفتارهای متفاوتی نشان داده و Sc و Y (HFSE) در تمام زون‌ها کاهش جرم دارند. از این گروه، Ga (به استثنای زون کلریتی) و U (به استثنای زون سریستی) از سیستم خارج شده‌اند. در زون فیلیک (سریستی) عناصر (LREE) La، Ce، Pr، Nd و (MREE) Eu، Gd، Sm و Yb که به سیستم اضافه شده است و Lu که تغییر جرم نشان نمی‌دهد، سایر عناصر REE از سیستم خارج شده‌اند. همچنین در سایر زون‌های دگرسانی مورد مطالعه، عناصر REE شسته شده‌اند.

کلید واژه‌ها: آستانه، دگرسانی گرمابی، تغییرات جرم، گرانیوید

۱- مقدمه

آنچه که غالباً در مطالعه زون‌های دگرسانی مورد بحث قرار می‌گیرد، مطالعه کانی‌های موجود در این زون‌ها و بررسی ویژگی‌های شیمیایی محلول‌های دگرسان‌کننده است (Carten, 1986; Lowenstern, 2001). اما در مطالعه و بررسی زون‌های دگرسانی یک سؤال مهم مطرح است و آن این که ترکیب شیمیایی سنگ منشأ (پروتولیت) چه بوده و در طی دگرسانی، متحمل چه تغییراتی شده است؟ به‌منظور پاسخگویی به این پرسش‌ها مطالعات بسیاری (همگی بر مبنای تغییرات جرم) انجام شده است (به عنوان مثال: Brimhall & Ghiorso, 1983; Mori et al., 2003).

توده گرانیویدی آستانه در ۴۰ کیلومتری اراک، با مساحتی بالغ بر ۳۰ کیلومتر مربع واقع است (شکل ۱). بخش اعظم این توده نفوذی از سنگ‌های گرانودیوریتی تشکیل شده که بخش‌هایی از آن دچار دگرسانی گرمابی وسیعی شده‌اند. اولین مطالعات سامانه‌تیک (سیستماتیک) و کامل در سال ۱۳۵۳ توسط برتیه و همکاران، در چهار گوش خرم آباد صورت گرفت که بخشی از این مطالعه به توده گرانیویدی آستانه اختصاص دارد. پس از آن نیز محققان مختلف این منطقه و یا مناطق همجوار را از منظرهای مختلف مورد بررسی قرار داده‌اند (به عنوان مثال: خونی، ۱۳۶۱؛ رادفر، ۱۳۶۶؛ هاشمی، ۱۳۸۰؛ سهندی و همکاران، ۱۳۸۵؛ اسماعیلی و افشونی، ۱۳۸۶). با وجود این، در هیچ کدام از تحقیقات پیشین، محاسبه تغییرات جرم و چگونگی تغییر جرم عناصر در طول فرایندهای دگرسانی گرمابی در توده نفوذی آستانه مورد توجه قرار نگرفته است، لذا در این پژوهش سعی شده است تا با محاسبه تغییرات جرم عناصر در طی فرایند دگرسانی در زون‌های مختلف، اطلاعات نسبتاً جامعی از چگونگی و علل این تغییرات ارائه شود. برای این منظور، ضمن بهره‌گیری از مطالعات صحرائی و بررسی بیش از ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی، از تجزیه شیمیایی تعداد ۱۳ نمونه از انواع مختلف سنگ‌های توده نفوذی آستانه (جدول ۱) که به روش فلوتورسانی

پرتو X (XRF) برای عناصر اصلی و روش طیف‌سنجی جرمی گسیلی پلاسمای جفتیده القایی (Inductively coupled plasma emission mass spectrometry - ICP-MS) برای عناصر کمیاب، در آزمایشگاه زمین‌شیمی Activation کشور کانادا انجام شده است. نیز کمک گرفته شده است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

توده نفوذی آستانه در بخش کوچکی از زون سنندج- سیرجان در باختر ایران در شیب‌های سیاه‌رنگ ژوراسیک تزیق شده است (شکل ۱). از لحاظ سنگ‌شناسی این توده دارای ترکیب غالب گرانودیوریتی بوده و از گرانیت تا کوارتزودیوریت تغییر می‌کند. بافت این سنگ‌ها دانه متوسط تا دانه درشت، پویکیلیتی و در برخی موارد پورفیریویدی بوده و پلاژیوکلاز (آلبیت)، کوارتز، فلدسپار قلیایی (میکروکلین و ارتوکلاز)، بیوتیت و آمفیبول (هورنبلند)، آپاتیت، اسفن، زیرکن و تورمالین اجزای سازنده آنها را تشکیل می‌دهند. کانی‌های پلاژیوکلاز نزدیک به ۴۰-۳۰٪ حجم سنگ را تشکیل داده و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و دارای ساختار منطقه‌ای است. فلدسپارهای قلیایی حدود ۲۰٪ حجم سنگ را تشکیل می‌دهند و در برخی از نمونه‌ها حالت پرتیتی دارند. کوارتز فضای بین دانه‌ها را پر کرده است و حدود ۳۰-۲۵٪ سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. آمفیبول و بیوتیت، به ترتیب ۲٪-۱ و ۱۵-۱۰٪ سنگ را در برمی‌گیرند که در پاره‌ای از آمفیبول‌ها فرایند بیوتیتی شدن رخ داده است. کلریت، اپیدوت، سریست و کانی‌های رسی از کانی‌های تجزیه‌ای و ثانویه هستند که تقریباً در بیشتر نمونه‌ها کم و بیش دیده می‌شوند. همچنین دایک‌های آلبیتی، میکروگرانودیوریتی و آندزیتی و رگه‌های کوارتز- تورمالین کانی‌زایی شده متعددی

در این توده نفوذ کرده‌اند.

در منطقه مورد مطالعه دو نوع دگرگونی ناحیه‌ای و همبری دیده می‌شود. گسترده‌ی دگرگونی ناحیه‌ای بیشتر از دیگر دگرگونی‌هاست. سنگ‌های رسوبی تریاس بالایی- ژوراسیک (شیل و ماسه‌سنگ) در حد رخساره شیب‌سبز دگرگون شده‌اند و فیلیت و شیبست ایجاد شده است. آثار دگرگونی همبری در باختر و جنوب آستانه دیده می‌شود و هورنفلس از مهم‌ترین محصولات این دگرگونی است.

۳- روش محاسبه تغییرات جرم عناصر و شاخص شیمیایی دگرسانی

شیوه‌های متعددی برای محاسبه تغییر جرم عناصر در سامانه‌های دگرسان توسعه و تکامل یافته‌اند که برای مثال می‌توان به روش ضریب حجم (Gresens, 1967)، روش ایزوکون (Grant, 1986) و روش عنصر نامتحرک (Nesbitt et al., 1980; MacLean, 1990; MacLean & Kranidiotis, 1987) اشاره کرد. در این بررسی برای دستیابی به فرایندهای زمین‌شیمیایی مرتبط با دگرسانی در توده گرانیتوئیدی آستانه از روش زمین‌شیمی محاسبه تغییر جرم عناصر (MacLean, 1990) که بر مبنای (۱) عنصر ناظر نامتحرک، (۲) ضریب غنی‌شدگی و (۳) ترکیب بازسازی شده استوار است، بهره گرفته شده است. برای این منظور در این مطالعه، در هر زون دگرسانی، میانگین نمونه‌های دگرسان‌نشده در آن زون را به عنوان نمونه شاهد (ترکیب سنگ اولیه) منظور و AI به عنوان عنصر ناظر نامتحرک انتخاب شده است. سپس ضریب غنی‌شدگی (E.F.) و ترکیب بازسازی شده (R.C.) و در نهایت تغییر جرم (M.C.) عناصر به ترتیب از روابط زیر محاسبه شده است (جداول ۲ و ۳):

(۱) فراوانی Al_2O_3 در نمونه دگرسان شده/فراوانی Al_2O_3 در نمونه دگرسان‌نشده = (E.F.)
(۲) $E.F. * \text{فراوانی عنصر یا اکسید مورد نظر در نمونه دگرسان شده} = (R.C.)$
(۳) $E.F. * \text{فراوانی عنصر در ترکیب اولیه سنگ (نمونه شاهد)} = R.C. - (M.C.)$
به منظور محاسبه شاخص شیمیایی دگرسانی (Chemical Index of Alteration) نیز رابطه زیر مورد استفاده قرار گرفته است (Nesbitt & Young, 1982; Fedo et al., 1995):
(۴) $(CIA) = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] * 100$ شاخص شیمیایی دگرسان در مطالعه تغییرات جرم در طول دگرسانی این نکته قابل توجه است که هرگاه مقدار عناصر نامتحرک در نمونه‌هایی که کمتر دگرسان شده‌اند در اثر خروج عناصر متحرک به طور نسبی غنی شوند جرم شبکه کاهش می‌یابد (net mass loss) و هنگامی که مقدار عناصر متحرک به سنگ افزوده شوند در نتیجه مقدار عناصر نامتحرک در سنگ رقیق شده یا به عبارت دیگر کاهش می‌یابد که در این حالت شبکه افزایش جرم پیدا کرده است (net mass gain). بنابراین هدف از محاسبه تغییر جرم در طول دگرسانی تعیین افزایش یا کاهش جرم شبکه است که از روی بزرگی تغییرات عناصر متحرک تعیین می‌شود (Grant, 1986).

۴- محاسبه تغییرات جرم عناصر و شاخص شیمیایی دگرسانی در توده نفوذی آستانه

معرفی و مطالعه کامل زون‌های دگرسانی مختلف در توده گرانیتوئیدی آستانه (شکل ۲)، توسط اسماعیلی و افشونی (۱۳۸۶) صورت گرفته است. در اینجا تغییرات جرم عناصر در نمونه‌های متعلق به زون‌های دگرسانی مختلف را براساس عنصر ناظر نامتحرک AI نسبت به نمونه‌های دگرسان نشده (ترکیب اولیه سنگ یا نمونه شاهد) براساس بخش ۳ محاسبه و ارائه می‌شوند. لازم به ذکر است از آنجا که شدت دگرسانی در بیشتر موارد تدریجی است و یک طیف تقریباً کامل از سنگ‌های دگرسان‌نشده تا سنگ‌های به شدت دگرسان‌شده قابل تشخیص است، لذا تشخیص

نمونه‌های شاهد به سهولت امکان پذیر است.

۴-۱- زون فیلیک (سریستی)

دگرسانی فیلیک حاصل تأثیر محلول‌های اسیدی بر سنگ‌های غنی از کانی‌های آلومینیم‌دار است. در منطقه مورد مطالعه، این زون با مجموعه کانی‌شناسی کوارتز-سریست - پیریت مشخص می‌شود. دگرسانی سریستی در منطقه به صورت فراگیر بوده به گونه‌ای که همه فلدسپارهای سنگ به سریست تجزیه شده و گاهی دانه‌های سریست درشت‌تر شده و تبدیل به مسکوویت شده‌اند.

به منظور محاسبه تغییرات جرم در زون سریستی نمونه A1 به عنوان نمونه دگرسان‌شده در مقایسه با نمونه دگرسان‌نشده B5 (نمونه شاهد و نماینده ترکیب اولیه سنگ در این زون)، انتخاب شده است (جداول ۲ و ۳). نتایج حاصل نشان می‌دهند که اکسیدهایی مانند SiO_2 ، K_2O و LOI در طی فرایند دگرسانی افزایش و در مقابل، اکسیدهای MgO ، CaO ، Na_2O ، TiO_2 و Fe_2O_3 کاهش یافته‌اند (شکل ۳-الف). در این دگرسانی، سیلیکات‌های سدیم، کلسیم و منیزیم به وسیله سریست جایگزین می‌شوند. کمترین میزان تغییرات جرم در این زون دگرسانی متعلق به MnO و P_2O_5 است. LFSEها (K, Rb, Sr, Cs, Ba) در نتیجه شستشوی اسیدی حاصل از دگرسانی سریستی و به دلیل طبیعت متحرک خود شسته شده و از میزان آنها در نمونه دگرسان در مقایسه با نمونه سلم کاسته شده است (شکل ۳-ب). در گروه HFSEها Ga, Sc, Y, Nb کاهش و Zr, Th, U در این زون افزایش جرم یافته‌اند (شکل ۳-ج). در این زون همچنین تمام LREEها (La, Ce, Pr, Nd) غنی‌شدگی نشان می‌دهند در حالی که گروه MREEها رفتارهای متفاوتی از خود بروز می‌دهند به طوری که Sm, Eu, Gd افزایش و Dy و HO کاهش جرم نشان می‌دهند و Tb هیچ‌گونه تغییر جرمی نشان نمی‌دهد. از گروه HREEها Yb افزایش و Er کاهش جرم نشان می‌دهد در حالی که Lu و Tm بدون تغییر باقی مانده‌اند (شکل ۳-د). عناصر فلزی انتقالی نیز رفتارهای متفاوت نشان می‌دهند به طوری که Cr, Co, Fe کاهش و Mn افزایش جرم نشان می‌دهند (شکل ۳-ه).

۴-۲- زون کلریتی

این زون دگرسانی که پس از سریستی شدن، فراگیرترین نوع دگرسانی در منطقه مورد مطالعه است، در شرایط مختلف pH و غنی بودن محلول از Fe و یا Mg می‌تواند تشکیل شود. مهم‌ترین پاراژنز کانی‌شناسی مربوط به این نوع دگرسانی در منطقه عبارتند از کوارتز، کلریت، سریست و به مقدار کمتر کوارتز، کلریت و کلسیت. در این مطالعه، نمونه‌های A2 و A3 به عنوان نمونه‌های دگرسان و میانگین نمونه‌های B1 و B2 (جداول ۲ و ۳) به عنوان ترکیب اولیه سنگ در نظر گرفته شده است. محاسبات انجام شده براساس عنصر ناظر نامتحرک AI نشان می‌دهد که اکسیدهای SiO_2 ، Fe_2O_3 ، MgO ، CaO ، Na_2O ، TiO_2 ضمن دگرسانی از سامانه دگرسانی گرمایی خارج شده‌اند و این در حالی است که MnO ، K_2O و LOI افزایش جرم نشان می‌دهند (شکل ۴-الف). در زون دگرسانی کلریتی تمامی عناصر متعلق به گروه LFSE از جمله K, Rb, Ba, Cs و Sr کاهش جرم دارند (شکل ۴-ب). Ga, Zr, Th از گروه HFSEها در این زون افزایش و Sc, Y, Nb کاهش جرم نشان می‌دهند (شکل ۴-ج). الگوی REEها در زون دگرسانی کلریتی در مقایسه با نمونه‌های دگرسان‌نشده نشان می‌دهد که تمامی LREEها از جمله La, Ce, Pr, Nd, Sm (به استثنای Eu) کاهش جرم نشان می‌دهند. HREEها رفتارهای متفاوتی دارند به طوری که Yb افزایش و Er کاهش جرم نشان می‌دهد و سایر REEهای سنگین تقریباً نامتحرک هستند (شکل ۴-د). گروه FTSM (به استثنای Mn) که افزایش جرم نشان می‌دهد سایر اعضای این گروه از جمله Cr, Zn و Fe از محیط شسته شده

این زون مقادیر K_2O , TiO_2 , SiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO و مقادیر Na_2O , P_2O_5 و LOI افزایش جرم نشان می‌دهند. در واقع می‌توان بخشی از کاهش جرم مذکور در این سامانه را به دلیل انحلال و شستشوی آنها به بیرون از سامانه در نظر گرفت ولی افزایش جرم می‌تواند به انتقال اجزا به درون سامانه به وسیله سیال‌های گرمایی نسبت داده شود. محلول‌های پس‌ماگمایی سدیم‌دار منجر به افزایش عنصر سدیم در این تیپ دگرسانی می‌شود و این در حالی است که Al به‌خاطر ماهیت نامتحرک خود تغییر جرمی نشان نمی‌دهد (شکل ۷-الف). همچنین در نتیجه دگرسانی آلپینی همه LFSEها از محیط شسته شده‌اند و کاهش جرم نشان می‌دهند (شکل ۷-ب) و در گروه HFSE به‌استثنای Zr و Nb که غنی‌شدگی نشان می‌دهند سایر عناصر متعلق به این گروه نیز از محیط شسته شده‌اند (شکل ۷-ج). به‌علاوه همه عناصر گروه REE (شکل ۷-د) و عناصر سری انتقالی (FTSM) از جمله Cr, Mn, Co, Zn, Fe نیز در جریان دگرسانی آلپینی از محیط خارج شده‌اند (شکل ۷-ه).

۴-۶- زون تورمالینی

این تیپ دگرسانی به جایگزینی و تبلور ماگماهای غنی از B مرتبط است (Pirajno, 1992). این نوع دگرسانی در توده گرانیتوئیدی آستانه با جانشینی تورمالین (دراویت) همراه بوده و در برخی موارد کانی‌های مس‌دار از جمله مالاکیت و آزوریت در آنها به چشم می‌خورد.

به‌منظور محاسبه و بررسی تغییر جرم در زون دگرسانی تورمالینی، نمونه A6 به‌عنوان نمونه دگرسان شده و میانگین نمونه‌های B3 و B6 به‌عنوان ترکیب اولیه سنگ در نظر گرفته شده است (جدول ۲ و ۳). محاسبات و بررسی‌های انجام شده براساس عنصر ناظر نامتحرک Al نشان می‌دهد که اکسیدهای اصلی SiO_2 , Na_2O , P_2O_5 افزایش جرم و Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , TiO_2 و LOI کاهش جرم نشان می‌دهند (شکل ۸-الف). در زون دگرسانی تورمالینی، جایگزینی و تبلور ماگماهای غنی از B منجر به خروج عناصر گروه‌های LFSE (K, Rb, Sr, Cs, Ba) (شکل ۸-ب) و HFSE (Ga, Sc, Y, Zr, Nb, Th, U) (شکل ۸-ج) عناصر سری انتقالی (FTSM) (Cr, Mn, Co, Fe, Zn) (شکل ۸-د) و REEها (به‌استثنای Eu که افزایش جرم ناچیز نشان می‌دهد) (شکل ۸-د) از سامانه و کاهش جرم آنها شده است.

۵- محاسبه شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) در زون‌های دگرسانی

به‌منظور ارزیابی شدت دگرسانی گرمایی در زون‌های مختلف دگرسانی از شاخص شیمیایی دگرسان (CIA) که تابعی از مقادیر اکسیدهای K_2O , Al_2O_3 , CaO , Na_2O است، استفاده می‌شود (Nessbitt & Young, 1982; Fedo et al., 1995). نحوه محاسبه این شاخص در بخش ۳ ارائه شده است. نتایج به دست آمده از محاسبات شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) در انواع مختلف دگرسانی در توده گرانیتوئیدی آستانه نشان می‌دهند که زون دگرسانی سریسیتی به‌میزان ۶۳/۴۷٪، زون دگرسانی کلریتی ۵۹/۷۳٪، زون دگرسانی پروپیلیتی ۶۱/۵۴٪، زون دگرسانی آرژیلیتی ۶۳/۶۹٪، زون دگرسانی آلپینی ۶۰/۶۱٪ و در آخر زون دگرسانی تورمالینی ۶۵/۴۳٪ دستخوش دگرسانی شده‌اند (شکل ۹). بررسی تغییرات جرم Al_2O_3 نشان می‌دهد که سرشت نامتحرک عنصر Al سبب می‌شود که این عنصر دستخوش تغییرات جرم نشود. میزان تغییر جرم CaO در برابر CIA روندی با شیب منفی نشان می‌دهد (شکل ۱۰-الف) و این فرایند حاکی از آن است که واکنش‌های کلسیم‌زدایی نقش مهم و چشمگیری در شکل‌گیری زون دگرسانی سریسیتی داشته است. بررسی تغییرات جرم اکسیدهای K_2O (شکل ۱۰-ب) و Na_2O (شکل ۱۰-ج) در برابر شاخص شیمیایی دگرسانی نشان می‌دهند که با افزایش جرم K_2O و CIA کاهش و با

و کاهش جرم نشان می‌دهد (شکل ۴-ه).

۴-۳- زون پروپیلیتی

دگرسانی پروپیلیتی با افزایش H_2O , CO_2 و S (به طور محلی)، بدون متاسوماتیسم قابل توجه H^+ ، حاصل می‌شود (Pirajno, 1992). در زون دگرسانی پروپیلیتی نمونه A7 به‌عنوان نمونه دگرسان و نمونه B4 (جدول ۲ و ۳) به‌عنوان ترکیب اولیه سنگ در نظر گرفته شده است. نتایج حاصل از بررسی تغییرات جرم براساس عنصر ناظر نامتحرک Al نشان می‌دهد که طی فرایندهای دگرسانی پروپیلیتی به وسیله سیال‌های گرمایی، K_2O و LOI به سامانه دگرسانی وارد شده‌اند. دیگر اکسیدهای اصلی در این زون دگرسانی، کاهش جرم نشان می‌دهند (شکل ۵-الف). در این زون تمامی عناصر LFSE و HFSE به‌استثنای Nb و Zr که به‌مقدار ناچیز به سامانه دگرسانی اضافه شده‌اند، از محیط شسته شده و کاهش جرم نشان می‌دهند (شکل ۵-ب و ج). همچنین سیال‌های مسئول دگرسانی پروپیلیتی به‌گونه‌ای عمل کرده‌اند که همه عناصر REE را از محیط شسته و منجر به کاهش جرم نمونه‌های دگرسان در مقایسه با نمونه سالم شده‌اند (شکل ۵-د). عناصر فلزی انتقالی (FTSM) (مانند Cr, Mn, Co, Zn, Fe) نیز پس از دگرسانی پروپیلیتی از محیط شسته شده‌اند. (شکل ۵-ه).

۴-۴- زون آرژیلیتی

دگرسانی آرژیلیتی در شرایط اسیدی نسبتاً بالا و حضور حجم زیادی از آب در محیط تشکیل می‌شود (Titley & Bean, 1981). این دگرسانی هنگامی توسعه می‌یابد که شرایط محیط، بویژه pH برای تحرک Al چندان مناسب نیست. در توده گرانیتوئیدی آستانه، این تیپ دگرسانی بیشتر در فلدسپارهای پتاسیم‌دار (ارتوکلاز) و به‌مقدار کمتر در پلاژیوکلازها دیده می‌شود که به‌وسیله کانی‌های رسی (به‌طور عمده ایلیت)، جانشین شده‌اند. کائولینیت، کوارتز و پیریت از فراوان‌ترین کانی‌های زون دگرسانی رسی هستند (Cox et al., 1979).

به‌منظور محاسبه و بررسی تغییر جرم در زون دگرسانی آرژیلیتی نمونه A5 به‌عنوان نمونه دگرسان و میانگین نمونه‌های B6 و B3 به‌عنوان ترکیب اولیه سنگ در نظر گرفته شده است (جدول ۲ و ۳). نتایج حاصل از بررسی تغییرات جرم براساس عنصر ناظر نامتحرک Al نشان می‌دهد که طی فرایندهای دگرسانی آرژیلیتی، SiO_2 , Na_2O , P_2O_5 و K_2O در این زون وسیله سیال‌های گرمایی به سامانه دگرسانی وارد شده‌اند. (شکل ۶-الف). محلول‌های اسیدی در این زون باعث شستشوی سایر اکسیدها در این زون شده است. سری عناصر FTSM, HFSE, LFSE و REEها همگی تهی شده‌اند (شکل‌های ۶-ب، ج، د و ه). سیال‌های مسبب دگرسانی آرژیلیتی موجب کاهش جرم این عناصر و شسته شدن آنها از محیط می‌شوند. تشکیل کانی‌های رسی به علت آب‌کافت (هیدرولیز) شدید سیلیکات‌های آلومینیم‌دار و فروشویی اسیدی در زون دگرسانی آرژیلیتی منجر به خروج این عناصر در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به نمونه‌های سالم می‌شوند.

۴-۵- زون آلپینی

دگرسانی آلپینی (معروف به متاسوماتیسم سدیک) حاصل اضافه شدن سدیم از طریق محلول‌های گرمایی یا ماگمایی است. این نوع دگرسانی با جانشینی کوارتز و فلدسپار با آلپیت همراه بوده و در برخی موارد با مسکوویت‌ی شدن بیوتیت‌ها همراه است (Van middelar & Keith, 1990).

به‌منظور محاسبه و بررسی تغییرات جرم در زون دگرسانی آلپینی براساس عنصر ناظر نامتحرک Al نمونه A4 به‌عنوان نمونه دگرسان شده و میانگین نمونه‌های B3 و B6 به‌عنوان ترکیب اولیه سنگ در این زون در نظر گرفته شده است (جدول ۲ و ۳). در

افزایش جرم Na_2O ، CIA افزایش یافته است.

۶- بحث و نتیجه‌گیری

امکان تحرک عناصر اصلی و برخی از عناصر کمیاب در طی فرایند دگرسانی گرمایی مورد قبول بیشتر زمین‌شناسان است. تحرک عناصر کمیاب به وسیله تغییرات کانی‌شناسی که در طی دگرسانی صورت می‌گیرد و ماهیت فاز سیال، کنترل می‌شود. عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LIL) مانند Sr ، Rb ، Ba ، Cs ، Eu^{2+} به دلیل پایین بودن پتانسیل یونی، پتانسیل متحرک شدن دارند و هرچه پتانسیل یونی کمتر باشد، میزان تحرک در آنها بیشتر خواهد بود (Mason & Moore, 1982). نقاط بلورشناختی در عناصر سری انتقالی (FTSM) دارای سطوح انرژی مختلف بوده و بنابراین رفتار زمین‌شیمیایی مختلفی از خود نشان می‌دهند. تحرک این عناصر بستگی به پایداری فازهای سیلیکاتی مافیک مانند کلینوپیروکسن، آمفیبول و کلریت دارد. فلزهای واسطه Mn ، Cu ، Zn میل به تحرک، بویژه در دماهای بالا دارند (Seewald & Seyfried, 1990). در هر حال تحرک پذیری این عناصر می‌تواند در مقیاس میکرو (مقطع نازک) و یا در ارتباط با انحلال کانی‌های حاوی این عناصر باشد که در سنگ دگرسان شده حضور دارند. غلیظ شدن و رقیق شدن این عناصر می‌تواند در اثر افزایش یا کاهش سازهای متحرک مانند Fe_2O_3 ، MgO باشد. وجود کانی‌های زیرکن و روتیل در سنگ‌های دگرسان شده شاهد قوی در متحرک بودن Ti و Zr در این سنگ‌هاست (Pascual, 1997).

متحرک یا نامتحرک بودن عناصر خاکی کمیاب (REEs) در طی دگرسانی گرمایی بیشتر مورد بحث و اختلاف نظر محققان بوده است. به نظر برخی از محققان، عناصر خاکی کمیاب (REEs) نامتحرک بوده و فرایندهایی همچون شستشو (Leaching) و دگرسانی گرمایی بر آنها تأثیرگذار نیست (Palacios et al., 1986) در صورتی که مطالعات انجام‌شده بر روی نهشته‌های آبی‌ترمال و مس پورفیری نشان دادند که این عناصر در شرایط خاص، از جمله pH پایین، نسبت سنگ/آب بالا و فراوانی کمپلکس‌های یونی CO_3^{2-} ، F^- ، Cl^- ، PO_4^{3-} ، SO_4^{2-} متحرک می‌شوند (Wood, 1990). همچنین به اعتقاد (Michard, 1989; Alderton et al., 1980) REEها غالباً در شرایط اسیدی بیشتر با Cl^- و SO_4^{2-} تشکیل کمپلکس داده و متحرک می‌شوند. تفریق LREEها از HREEها نیز در طی دگرسانی به کانی‌شناسی سنگ دگرسان‌نشده بستگی دارد، برای مثال از کانی‌هایی مانند آپاتیت و فسفات‌ها که راحت‌تر دگرسان می‌شوند، REE آزاد شده ولی در کانی‌های مقاوم مانند زیرکن حفظ می‌شوند (Rollinson, 1993).

تلفیق نتایج حاصل از بررسی‌های کانی‌شناسی، محاسبه شاخص شیمیایی دگرسانی و محاسبات تغییر جرم عناصر اصلی، کمیاب و فلزی در فرایندهای دگرسانی گرمایی براساس عنصر ناظر نامتحرک Al نشان می‌دهد که در نتیجه تأثیر محلول‌های اسیدی در زون دگرسانی فلیک (سریستی) اکسیدهای SiO_2 ، K_2O و Fe_2O_3 افزایش و CaO ، Na_2O ، TiO_2 در ایجاد دگرسانی سریستی و حضور سیلیس به شکل‌های مختلف در درزه‌ها، رگه-رگچه‌ها، در امتداد رخ کانی‌ها و به صورت سیلیس ثانویه، سبب افزایش جرم SiO_2 در این زون شده است. افزایش K_2O و کاهش Na_2O و CaO در زون فلیک را می‌توان به سریستی شدن پلاژیوکلازها نسبت داد. در این زون LFSEها در نتیجه شستشوی اسیدی حاصل از دگرسانی سریستی و به دلیل ماهیت متحرک خود در چنین شرایطی شسته شده و کاهش جرم یافته‌اند (شکل ۳-ب). همچنین در گروه HFSEها، Ga ، Sc ، Y ، Nb ، Hf ، Ta ، Zr ، Th ، U افزایش جرم نشان می‌دهند (شکل ۳-ج). از دلایل غنی‌شدگی REEها در این زون می‌توان به تشکیل کانی آپاتیت و اسفن و حضور کانی زیرکن که

همگی میزبان مناسبی برای این عناصر هستند، اشاره کرد. به علاوه LREEها افزایش جرم و از میان HREEها، Yb، غنی‌شدگی و Er تهی‌شدگی نشان داده و Tm و Lu هیچ تغییر جرمی نشان نمی‌دهند (شکل ۳-د). تغییرات جرمی مشابهی در زون دگرسانی فلیک توسط محققان دیگری نیز گزارش شده است (MacLean, 1988).

در زون دگرسانی کلریتی اکسیدهای TiO_2 ، CaO ، Na_2O ، MgO ، Fe_2O_3 ، SiO_2 کاهش و MnO ، K_2O و LOI به علت دگرسان شدن کانی‌های فرومیزین به کلریت و دگرسان شدن پلاژیوکلاز به سریست افزایش جرم نشان می‌دهند (شکل ۴-الف). عناصر متعلق به گروه LFSE کاهش جرم دارند (شکل ۴-ب) این تغییرات می‌تواند به علت شباهت یونی در حالی که عناصر Ga ، Zr ، Th از گروه HFSEها در این زون افزایش و Sc ، Y ، Nb ، U کاهش جرم نشان می‌دهند (شکل ۴-ج). از گروه FTSM به استثنای Mn که افزایش جرم نشان می‌دهد سایر اعضای این گروه توسط محلول‌های غنی از Fe ، Mg و یا Al از محیط شسته شده و کاهش جرم دارند (شکل ۴-ه). همه MREEها (به استثنای Eu که افزایش جرم نشان می‌دهد) و LREEها کاهش جرم نشان

داده و HREEها تقریباً بدون تغییر باقی مانده‌اند (شکل ۴-د). در زون دگرسانی پروپلیتی، به استثنای K_2O و LOI که افزایش یافته‌اند، سایر اکسیدهای اصلی از سامانه خارج شده‌اند (شکل ۵-الف). در این زون همه عناصر متعلق به گروه‌های HFSE + LFSE (به استثنای Zr ، Nb)، عناصر REE و عناصر سری انتقالی کاهش جرم یافته‌اند (شکل‌های ۵-ب، ج، د و ه). باور بر این است که در محلول‌های غنی از CO_2 عناصر خاکی کمیاب متحرک شده و از سنگ خارج می‌شوند (Wendlandt & Harison, 1979). تحرک کمتر REEها در زون‌های دگرسانی سریستی و پروپلیتی به علت شرایط pH بالاتر و نسبت سنگ/آب پایین‌تر در این زون‌ها است (Fulignati et al., 1998).

در زون آرژیلیتی، SiO_2 ، Na_2O ، K_2O ، P_2O_5 افزایش جرم نشان می‌دهند. شرایط اسیدی حاکم در تشکیل این زون می‌تواند عامل افزایش جرم عناصر مذکور در این زون باشد. در این زون، سری عنصر REE، HFSE، LFSE و FTSMها همگی تهی شده‌اند (شکل‌های ۶-ب، ج، د و ه). صعود بخارهای حاصل از سرد شدن توده‌های نفوذی که در طول سرد شدن سریع اسیدیته آنها به طور فزاینده‌ای افزایش یافته است و برخورد این بخارها (حاوی HF ، HCl و SO_2) با آب‌های جوی سرد باعث شسته شدن سنگ‌های اطراف و تشکیل زون دگرسانی آرژیلیتی می‌شود (Hemley & Hunt, 1992). سیال‌های اسیدی مسبب دگرسانی آرژیلیتی مسئول کاهش جرم این عناصر و شسته شدن آنها از محیط است. فراوانی کمپلکس یونی SO_4^{2-} در سیال گرمایی و تلاشی شدن کانی‌های اولیه در نتیجه pH بسیار پایین محیط منجر به تهی‌شدگی شدید REEها در این زون می‌شود (Fulignati et al., 1998).

در زون آلپینی CaO ، MgO ، MnO ، Fe_2O_3 ، SiO_2 ، TiO_2 ، K_2O ، کاهش و LOI ، Na_2O ، P_2O_5 افزایش جرم یافته‌اند (شکل ۷-الف). در گروه HFSE به استثنای Zr و Nb که غنی‌شدگی نشان می‌دهند، سایر عناصر متعلق به این گروه و همه LFSEها از محیط شسته شده‌اند (شکل‌های ۷-ب و ج). سیال‌های پس‌ماگمایی یا گرمایی غنی از سدیم در این زون دگرسانی منجر به شسته شدن و تهی شدن همه عناصر گروه REE و عناصر سری انتقالی (FTSM) شده است (شکل‌های ۷-د و ه).

در زون تورمالینی اکسیدهای اصلی SiO_2 ، Na_2O ، P_2O_5 ، Fe_2O_3 ، MnO ، TiO_2 ، CaO ، K_2O ، MgO و LOI کاهش جرم نشان می‌دهند (شکل ۸-الف). همچنین عناصر گروه‌های HFSE + LFSE، عناصر سری انتقالی (FTSM) و REEها (به استثنای Eu که افزایش جرم ناچیز نشان می‌دهد) از سامانه خارج و کاهش جرم نشان می‌دهند (شکل‌های ۸-ب، ج، د و ه). این تغییرات در اثر جایگزینی و تبلور ماگماهای غنی از B که منجر به تشکیل تورمالین و تخریب پلاژیوکلازها در این زون شده، حاصل شده است.

سپاسگزاری

از شورای محترم پژوهشی پردیس علوم دانشگاه تهران به دلیل در اختیار قرار دادن بخشی از هزینه مالی این پژوهش (طرح نوع ششم) تشکر می‌شود. همچنین از آقایان دکتر علی عابدینی و دکتر علی اصغر کلاگری اعضای محترم هیئت علمی دانشگاه تبریز به خاطر توصیه های ارزشمندشان سپاسگزاریم.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و فلزی در سنگ‌های

گرانیتویدی آستانه

سنگهای آلتروئنده	تورمالینی آلبیتی آرژیلیتی پروپلیتی کلریتی سربستی					
	A1	A2	A3	A4	A5	A6
%						
SiO ₂	۶۹.۳۳	۶۶.۴۱	۶۶.۷۱	۶۵.۳۴	۶۷.۹۴	۶۸.۴۴
TiO ₂	۰.۳۳	۰.۰۶	۰.۳۶	۰.۵۱	۰.۰۹	۰.۰۷
Al ₂ O ₃	۱۵.۲۷	۱۵.۵۴	۱۵.۶۲	۱۶.۲۴	۱۶.۷۴	۱۵.۴۴
Fe ₂ O ₃	۳.۳۸	۲.۹۴	۲.۹۴	۵.۸۴	۱.۷۲	۰.۸۸
MnO	۰.۰۲۵	۰.۰۴۴	۰.۰۴۱	۰.۱۱۴	۰.۰۲۲	۰.۰۱۱
MgO	۰.۷۴	۱.۴۱	۱.۴۹	۲.۴۹	۰.۴۴	۰.۵۱
CaO	۱.۰۸	۲.۷۹	۳.۱۳	۳.۷۷	۰.۴۹	۱.۲
Na ₂ O	۳.۵۷	۳.۳۳	۳.۰۲	۲.۳۴	۳.۱	۳.۶۳
K ₂ O	۴.۱۲	۳.۴۴	۳.۵۱	۳.۰۹	۳.۶۲	۳.۶۷
P ₂ O ₅	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
LOI	۲.۴۴	۲.۴۴	۲.۳	۲	۱.۶۸	۱.۲۲
K	۰.۴	۰.۱۷	۰.۱۲	۰.۱۵	۰.۱۲	۰.۰۸
Fe	۱.۵۴	۲.۰۴	۲.۰۹	۳.۵۸	۰.۶۴	۰.۳
ppm						
Rb	۲۸.۴	۱۵	۱۲	۶۲.۴	۵.۷	۴.۹
Cs	۱.۹	۳.۱۵	۲.۷۷	۷.۱۳	۰.۳	۰.۵۱
Sr	۱.۰۴	۱۶	۱۹.۸	۲.۰۴	۳.۹	۶.۲
Ba	۵۲.۷	۳۵.۱	۳۶.۱	۱۳۱	۱۴.۱	۱۰.۸
Zr	۰.۵	۱	۱.۲	۰.۳	۰.۴	۰.۴
Nb	۰.۰۷۵	۰.۳	۰.۳	۰.۵	۰.۰۷۵	۰.۰۷۵
Th	۱۱.۳	۱.۰۸	۱۱.۹	۱.۲	۵.۴	۱.۶۹
U	۲	۰.۸	۱.۲	۲.۶	۰.۶	۰.۹
Sc	۰.۰۷۵	۰.۰۷۵	۰.۰۷۵	۰.۰۷۵	۰.۰۷۵	۰.۰۷۵
Cr	۵.۱	۱۱.۵	۱۱.۸	۶.۷	۱۵.۷	۳.۶
Mn	۲.۷	۲۸.۸	۲۸.۱	۶.۳	۱۳.۸	۲.۵۴
Co	۵.۳	۶.۷	۶.۹	۱۲.۹	۱.۳	۱.۸
Zn	۴۶.۷	۱۴.۷	۱۲.۹	۵.۴	۱.۰۶	۴.۴
Ga	۳۱.۴	۵.۳۳	۵.۰۷	۷.۶۵	۰.۲۹	۱.۵۱
Y	۱.۵	۷.۱۷	۹.۱	۱۳.۵	۴.۵	۳.۵۱
La	۲۶.۹	۹.۳	۸.۵	۱۱.۹	۵.۹	۱.۵
Ce	۴۸.۴	۱۸.۳	۱۶.۸	۲۶	۱۳.۳	۴.۸
Pr	۵.۲	۲	۱.۸	۲.۹	۱.۴	۱.۱
Nd	۱۷.۴	۶.۹۵	۶.۷۸	۱۱.۲	۴.۹۸	۱.۵۷
Sm	۳.۲	۱.۵	۱.۵	۲.۷	۱.۲	۰.۵
Eu	۰.۵	۰.۳	۰.۲	۰.۳	۰.۰۷۵	۰.۳
Gd	۲.۹	۱.۶	۱.۶	۲.۷	۱.۲	۰.۵
Tb	۰.۳	۰.۲	۰.۲	۰.۳	۰.۱	۰.۲
Dy	۱.۷	۱.۲	۱.۵۳	۲.۴	۱.۱۸	۰.۷۱
Ho	۰.۴	۰.۳	۰.۳	۰.۵	۰.۲	۰.۱
Er	۱	۰.۹	۰.۹	۱.۴	۰.۳	۰.۲
Tm	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۲	۰.۰۷۵	۰.۰۷۵
Yb	۱	۰.۸	۰.۹	۱.۳	۰.۳	۰.۲
Lu	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۲	۰.۰۷۵	۰.۰۷۵

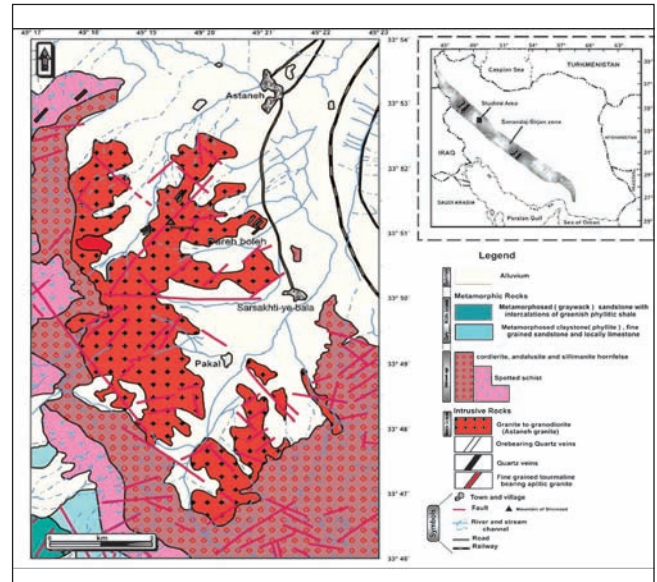
جدول ۲- تغییر جرم اجزای اصلی نمونه‌های مختلف زون‌های دگرسانی توده

گرانیتویدی آستانه که براساس جزء نامتحرک AI محاسبه شده‌اند؛

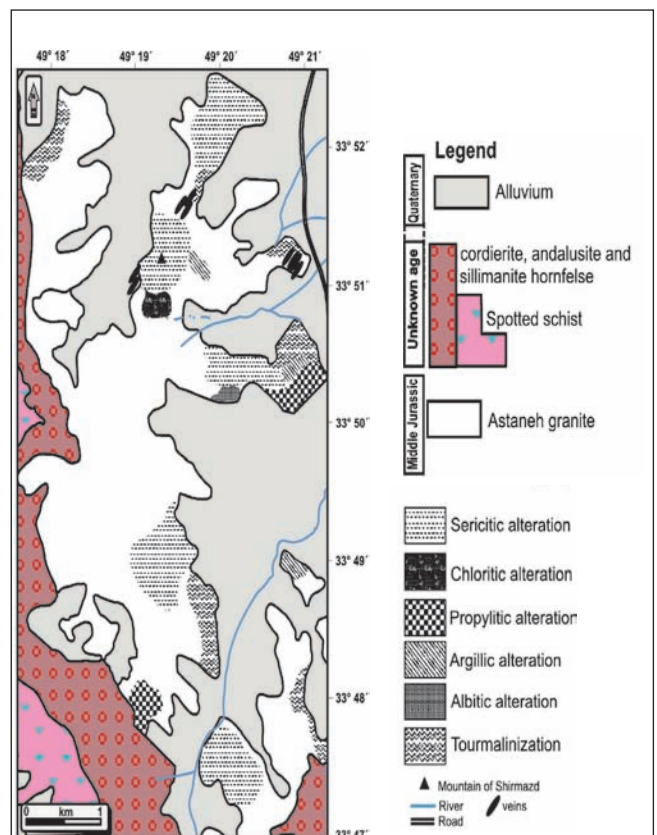
E.F = ضریب غنی‌شدگی، M.C = تغییر جرم، R.C = ترکیب بازسازی شده

	سربستی		کلریتی		پروپلیتی		آرژیلیتی		آلبیتی		تورمالینی	
	R.C.	M.C.%	R.C.	M.C.%	R.C.	M.C.%	R.C.	M.C.%	R.C.	M.C.%	R.C.	M.C.%
SiO ₂	۶۸/۲۹	۰/۴۳	۶۱/۷۴	-۷/۱۵	۶۳/۴۸	-۰/۷۵	۷۲/۹۶	۳/۲۳	۵۵/۴۱	-۱۴/۳۲	۷۱/۸۹	۲/۱۶
TiO ₂	۰/۳۴	-۰/۰۷	۰/۳۷	-۰/۰۱	۰/۵۰	-۰/۰۵	۰/۰۹	-۰/۰۲	۰/۲۱	-۰/۰۷	۰/۰۷	-۰/۱۲
Al ₂ O ₃	۱۵/۰۴	۰/۰	۱۴/۴۶	۰/۰	۱۴/۳۰	۰/۰	۱۴/۱۹	۰	۱۴/۱۹	۰/۰	۱۴/۱۹	۰/۰
Fe ₂ O ₃	۲/۳۴	-۱/۰۳	۲/۷۳	-۰/۲۸	۵/۶۹	-۰/۶۴	۱/۶۹	-۱/۷۹	۷/۲۲	-۲/۷۶	۹/۶	-۱/۵۴
MnO	۰/۰۲	۰/۰	۰/۰۴	۰/۰	۰/۱۱	-۰/۰۲	۰/۰۳	-۰/۰۳	۰/۰۲	-۰/۰۳	۰/۰۲	-۰/۰۵
MgO	۰/۷۲	-۱/۰۴	۱/۴۴	-۰/۱۹	۲/۴۲	-۰/۵۴	۰/۴۳	-۰/۹	۰/۴۲	-۰/۹۱	۰/۲۲	-۱/۱۱
CaO	۱/۰۶	-۲/۴۲	۲/۷۵	-۰/۳۵	۳/۶۶	-۰/۷۴	۰/۴۸	-۲/۱	۰/۹۸	-۱/۶۱	۰/۵۶	-۲/۰۳
Na ₂ O	۳/۵۲	-۰/۵	۳/۶۹	-۰/۴۸	۲/۲۷	-۰/۲۸	۳/۰۵	-۰/۱۷	۷/۹۰	۵/۰۲	۶/۳	۳/۴۱
K ₂ O	۴/۰۸	۱/۲۳	۳/۳۲	۰/۱۲	۳/۰	۰/۱۴	۴/۵۵	۰/۵۲	۰/۳۴	-۳/۶۹	۰/۶۴	-۳/۳۹
P ₂ O ₅	۰/۰	-۰/۰۱	۰/۱	۰/۰	۰/۰	-۰/۰۲	۰/۲۹	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱	۰/۳۷	۰/۲۵
LOI	۲/۴۵	۱/۱۱	۲/۲۱	۱/۱۵	۱/۹۴	۰/۱۴	۰/۵۸	-۰/۵۱	۱/۲۱	۰/۱۱	۰/۲۴	-۰/۳۵
K	۰/۳۹	-۰/۰۶	۰/۱۳	-۰/۰۷۵	۰/۷۳	-۰/۰۶۶	۰/۱۳	-۰/۰۴۸	۰/۰۶	-۰/۵۵	۰/۰۸	-۰/۵۳
Fe	۱/۵۴	-۰/۸۵	۱/۹۲	-۰/۳۵	۳/۴۸	-۰/۴۵	۰/۲۴	-۲/۲۱	۰/۵۴	-۱/۹۱	۰/۲۹	-۱/۱۶
Total	۱۰۲/۰	-۰/۴۲	۹۸/۰۴	-۷/۹۵	۱۰۶/۱۸	-۵/۹۲	۹۹/۲۳	-۷/۴	۸۳/۵۶	-۲۱/۵۱	۹۶/۹۶	-۹/۶۹
E.F	۰/۹۸		۰/۹۳		۰/۹۷		۰/۹۹		۰/۸۲		۰/۹۶	

Ce در تمام زون‌های دگرسانی منطقه (به‌استثنای زون سربستی) کاهش جرم نشان می‌دهد، و این بدان معناست که بخشی از Ce با ظرفیت +۳ و در نتیجه پتانسیل یونی کمتر و قدرت تحرک بیشتر همراه دیگر REE‌ها از محیط شسته و خارج شده است. Eu نیز در زون‌های پروپلیتی، آرژیلیتی و آلبیتی کاهش جرم نشان می‌دهد بدان معنا که مقداری از Eu به‌صورت یون دو ظرفیتی بوده و در طی دگرسانی از سنگ شسته شده است.



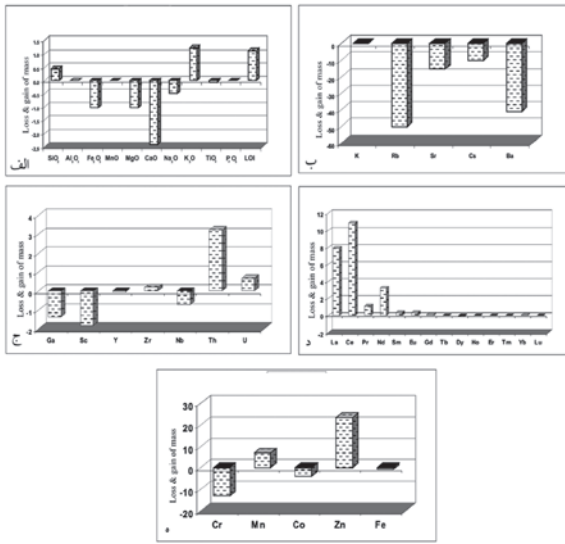
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی توده گرانیتویدی آستانه (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵)



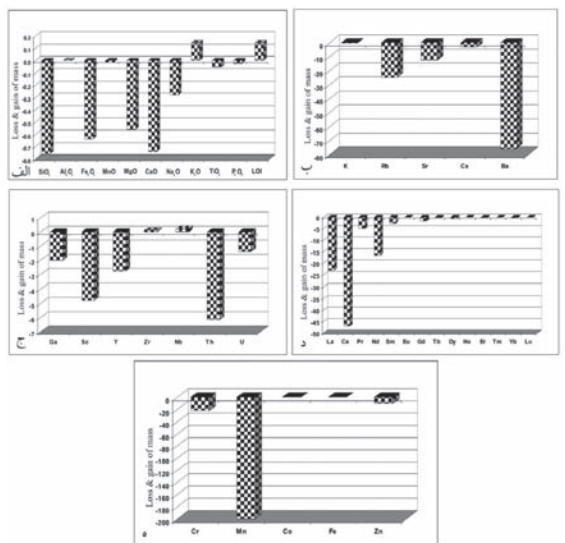
شکل ۲- نقشه دگرسانی توده گرانیتویدی آستانه

جدول ۳- تغییر جرم اجزای کمیاب نمونه‌های مختلف زون‌های دگرسانی توده گرانیتوبیدی آستانه که براساس جزء نامتحرک Al محاسبه شده‌اند؛ E.F = ضریب غنی‌شدگی، M.C = تغییر جرم، R.C = ترکیب بازسازی شده

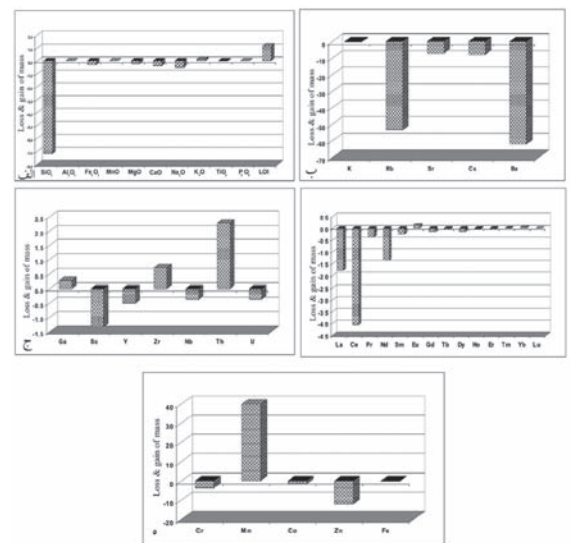
عنصر	سریسیتی			گازیتی			پروپلیتی			آرژلیتی			آب‌نی			تورمالینی		
	R.C	M.C	ppm	R.C	M.C	ppm	R.C	M.C	ppm	R.C	M.C	ppm	R.C	M.C	ppm	R.C	M.C	ppm
Rb	281.7	-5.25	17.57	57.23	-2.88	2.88	5.27	-2.88	2.88	2.88	-2.88	2.88	2.88	-2.88	2.88	2.88	2.88	2.88
Cs	1.87	-1.23	2.87	-7.82	8.83	3.87	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Sr	10.84	-1.89	18.84	-7.82	2.01	12.88	3.87	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Ba	51.81	-3.89	28.88	-2.88	117.55	75.85	13.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Zr	8.88	-1.89	10.82	-7.82	-2.88	-2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Nb	-0.87	-1.89	-2.88	-2.88	-2.88	-2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Th	11.83	3.83	1.82	2.88	11.86	8.83	5.27	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
U	1.87	-1.87	-1.87	-2.88	2.88	1.87	-1.87	-1.87	1.87	-1.87	-1.87	1.87	-1.87	-1.87	1.87	-1.87	-1.87	1.87
Sc	-0.87	-1.89	-1.89	-2.88	8.83	2.88	5.27	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Cr	5.27	-13.88	1.89	-2.88	85.05	22.11	2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Mn	20.88	8.88	2.88	38.88	55.85	199.11	175.88	337.01	17.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Co	5.27	-2.88	8.83	-1.89	17.57	-1.87	1.87	8.83	1.87	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Ni	22.88	12.88	-1.87	57.23	1.88	-8.83	13.88	13.88	13.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Cu	3.87	-1.89	2.88	-2.88	7.82	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Y	10.84	-1.89	10.82	-7.82	17.57	2.88	5.27	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
La	22.88	2.88	8.83	-1.89	17.57	-1.87	1.87	8.83	1.87	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Ce	22.88	1.87	18.84	-2.88	17.57	-1.87	1.87	8.83	1.87	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Pr	5.27	1.87	1.87	-2.88	2.88	2.88	2.88	2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Nd	11.83	2.88	2.88	-2.88	17.57	-1.87	1.87	8.83	1.87	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Sm	3.87	-1.89	1.87	-2.88	2.88	2.88	2.88	2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Eu	8.83	-1.89	-1.89	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Gd	2.88	-1.89	1.88	-2.88	2.88	2.88	2.88	2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Tb	8.83	-1.89	-1.89	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Dy	1.87	-1.89	1.87	-2.88	2.88	2.88	2.88	2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Ho	8.83	-1.89	2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Er	-0.87	-1.89	-1.89	-2.88	2.88	2.88	2.88	2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Tm	-0.87	-1.89	-1.89	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Yb	-0.87	-1.89	-1.89	-2.88	2.88	2.88	2.88	2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Lu	-0.87	-1.89	-1.89	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
Total	287.88	58.88	157.81	-1.88	117.57	2.88	2.88	2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88	-2.88	-2.88	2.88
E.F																		



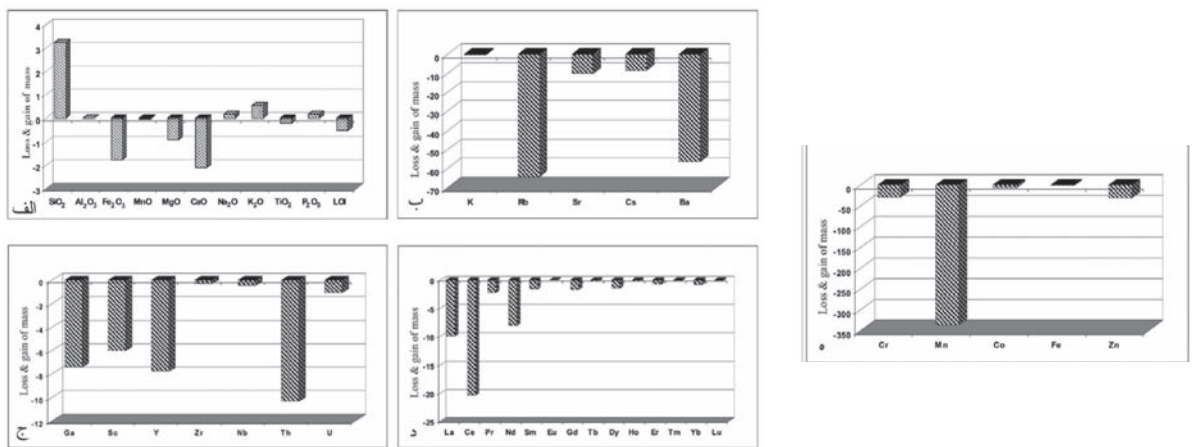
شکل ۳- هیستوگرام‌های تغییرات جرم در زون دگرسانی سریسیتی؛ الف) اکسیدهای اصلی، ب) LFSE، ج) HFSE، د) REE، ه) FTSM



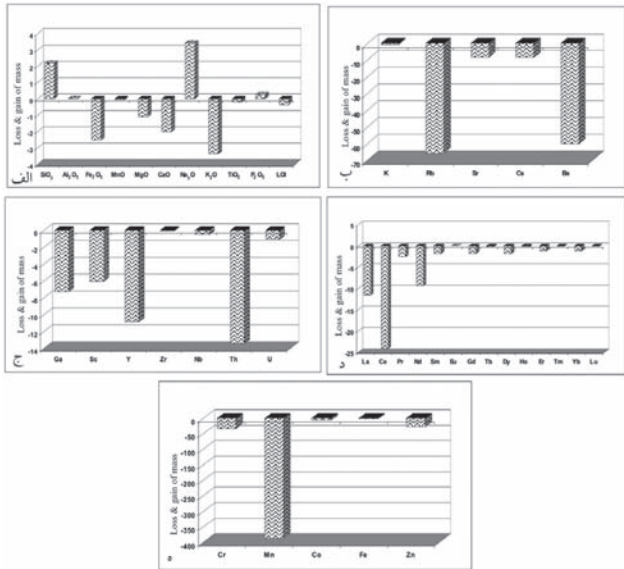
شکل ۵- هیستوگرام‌های تغییرات جرم در زون دگرسانی پروپلیتی؛ الف) اکسیدهای اصلی، ب) LFSE، ج) HFSE، د) REE، ه) FTSM



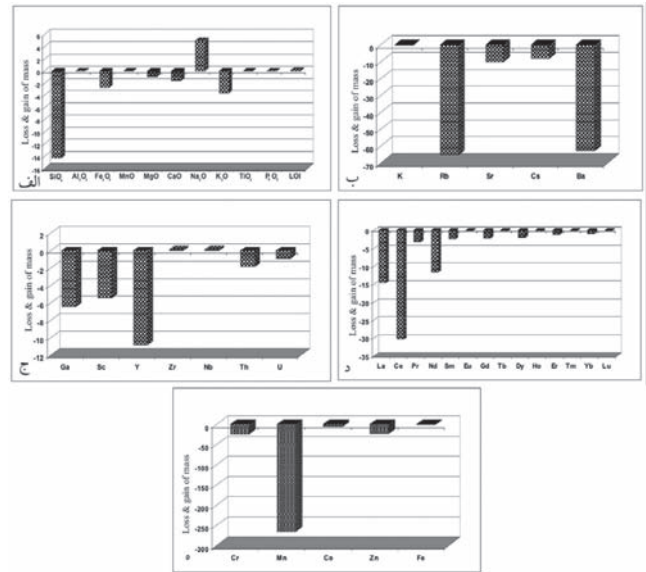
شکل ۴- هیستوگرام‌های تغییرات جرم در زون دگرسانی کلریتی؛ الف) اکسیدهای اصلی، ب) LFSE، ج) HFSE، د) REE، ه) FTSM



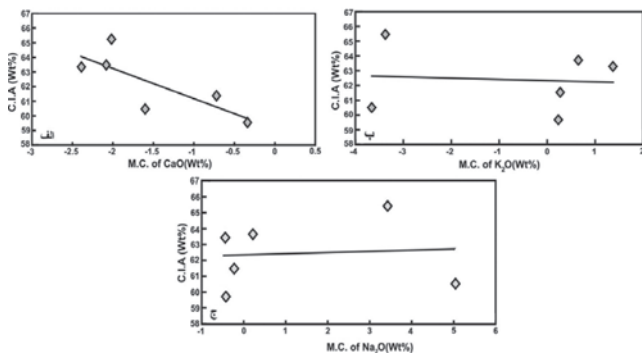
شکل ۶- هیستوگرام‌های تغییرات جرم در زون دگرسانی آرژلیتی؛ الف) اکسیدهای اصلی، ب) LFSE، ج) HFSE، د) REE، ه) FTSM



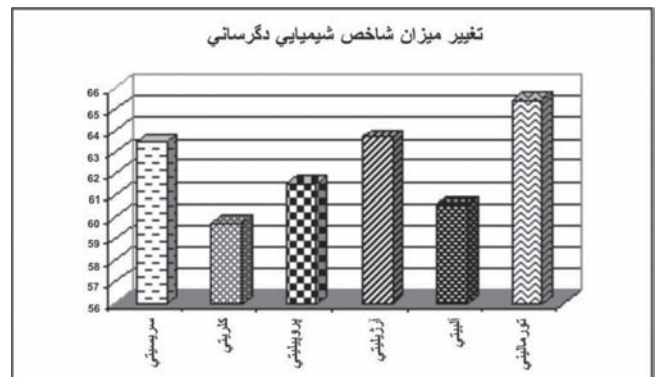
شکل ۸- هیستوگرام‌های تغییرات جرم در زون دگرسانی تورمالینی؛ الف) اکسیدهای اصلی، ب) LFSE، ج) HFSE، د) REE، ه) FTSM



شکل ۷- هیستوگرام‌های تغییرات جرم در زون دگرسانی آلبیتی؛ الف) اکسیدهای اصلی، ب) LFSE، ج) HFSE، د) REE، ه) FTSM



شکل ۱۰- نمودارهای دومتغیره تغییر جرم الف) CaO، ب) K₂O و ج) Na₂O در برابر CIA (شاخص شیمیایی دگرسانی) در توده گرانیتوئیدی آستانه



شکل ۹- تغییر میزان شاخص شیمیایی دگرسانی در زون‌های دگرسانی منطقه آستانه

کتابکاری

خوئی، ن.، ۱۳۶۱- زایش طلا در گرانیت‌های آستانه، گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی کشور.
 رادفر، ج.، ۱۳۶۶- بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه- گوشه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، ۱۰۹ صفحه.
 سهندی، م.ر.، رادفر، ج.، حسینی دوست، س.ج.، محجل، م.، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور برگ شماره ۵۸۵۷.
 هاشمی، م.، ۱۳۸۰- نحوه کانی‌سازی طلا در آستانه اراک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم، ۱۵۰ صفحه.

References

Alderton, D. H., M., Pearce, J. A., Potts, P. J., 1980- Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southwest England. *Earth Planet Sci, Lett.* 49: 149-165.
 Brimhall, G. H. & Ghiorso, M. S., 1983- Origin and ore-forming consequence of the advance argillic alteration process in hypogene environments by magmatic gas contamination of meteoric fluids. *economic geology*, 78: 73-90.
 Carten, R. B., 1986- Sodium-calcium metasomatism: chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit, *economic geology*, 81: 1495-1519.
 Cox, K. G. & Bell, J. D. & Pankhurst, R.G., 1979- *The interpretation of igneous rocks*: London, George Allen & Unwin, 450p.
 Fedo, C. M. & Nesbitt, P. & Young G.M., 1995- Unraveling the effect of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance, *Geology*, 23: 363-381.
 Fulignati, P. & Gioncada, A. & Sbrana, A., 1998- Rare earth element behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Volcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and geothermal research*, 88: 325-342.

- Grant, J. A., 1986- The isocon diagram – a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration, *economic Geology*, 81: 1976- 1982.
- Gresens, R. L., 1967- Composition-volume relationships of metasomatism, *chemical geology*, 2: 47-55.
- Hemley, J. J., Hunt, J. P., 1992- Hydrothermal ore- forming processing in the light of studies in rock- buffered systems II, some general geological applications. *Econ Geol*, 87:23-43.
- Lowenstern, J. B., 2001- Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems, *mineralium deposita*, 36: 490-502.
- MacLean, W. H. & Kranidiotis, P., 1987- Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami. Quebec, *economic geology*, 82: 951-962.
- MacLean, W. H., 1990- Mass change calculations in altered rocks series, *mineralium deposita*, 25: 44-49.
- Mason, B., Moore, C.B., 1982- Principles of Geochemistry. John Wiley & Sons, New York, 344 pp.
- Michard, A., 1989- Rare earth element systematics in hydrothermal fluid, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 745-750.
- Mori, Y. & Nishiyama, T. & Yanagi, T., 2003- Mass transfer paths in alteration zones around carbonate veins in the Nishisonogi Metamorphic Rocks, southwest Japan, *american mineralogist*, 88: 611-623.
- Nesbitt, H. W. & Markovics G. & Price R.C., 1980- Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths continental weathering, *geochemica et cosmochimica acta*, 44: 1659-1666.
- Nesbitt, H. W. & Young G. M., 1982- Early proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *nature*, 299: 715-717.
- Palacios, C. M., Hein, U. F., Dulski, P., 1986- Behaviour of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper-silver deposit, northern Chile, *Earth planet. Sci, Lett.* 80: 208-216.
- Pascual, E., Toscano, M., Almodoa var, G. R., Sachez, 1997- Zirconium mobility in footwall hydrothermal haloes in the Iberian Pyrite Belt: geochemical and textural evidence. In: Barga, F.J.A.S. (Ed), Neves-Corvo SEG Field Conference, Lisbon, Portugal, 11±14 May 1997: Abstracts and program volume, 81.
- Pirajno., 1992- Hydrothermal Mineral deposits, 703p.
- Rollinson H. R., 1993- Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, 352 p.
- Seewald, J. S., Seyfried, W. E., 1990- The effect of temperature on metal mobility in sub- seafloor hydrothermal systems: constrains from basalt alteration experiments. *Earth Planet. Sci, Lett.* 101: 388-403.
- Titley, S. R. & Bean, R. F., 1981- Porphyry copper deposits. *economic geology*, 75:214-269.
- Van middelaar, W. T.& Keith, J. D., 1990- Mica chemistry as an indicator of oxygen and halogen fugacities in the Can Tung and other W- related granitoids in the North American cordillera. Ore bearing granite system, pp 205-220.
- Wendlandt, R. F. & Harison, W. J., 1979- Rare earth partitioning between immiscible carbonate and rare earth enriched rocks, *Cotri 6. Mineral. Petrol*, 69: 409-419.
- Wood, S. A., 1990- The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: 2.Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapour pressure. *chemical geology*, 88: 99-125.