مجلهٔ علوم دانشگاه تهران جلد ۱۷ شماره‌های ۱ و ۲ سال ۱۳۶۷ ازصفحهٔ ۶۳ تا ۷۱

مطالعهٔ سنگ شناسی توده‌های نفوذی و هالهٔ دگرگونی شمال فشارك (اصفهان)

دکتر حسین معین وزیری و علی احمدی

گروه زمین شناسی دانشگاه تربیت معلم تهران

چکیده

در ۷۰ کیلومتری شمال‌شرق اصفهان، درناحیهٔ فشارك، چند تودهٔ پلوتونیك‌شامل: دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت وگرانیت همراه بارگه‌های آپلیت سنگهای آهکی مزوزوئیك و ولکانیتهای ائوسن را قطع کرده، سبب دگرگونی مجاورتی آنها شده‌اند. قسمت اعظم حجم توده‌ها را تونالیت تشکیل داده و بنظر میرسد که دو قطب دیوریت و گرانیت از تفریق ماگمای تونالیتی حاصل شده باشند. پاراژنزکانیهای هالهٔ دگرگونی این توده‌ها از شرایط حرارتی حدود ۶۳۰ درجهٔ سانتی‌گراد برای دگرگونی و ۹۰۰ تا ۱۰۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد برای توده‌های آذرین حکایت میکند.

J. of Science, Univ. of Tehran (1988) **17**, 63-71.

Etude Petrographique et Petrologique des massifs Plutoniques et des auréoles métamorphiques de Fesharak (Esfahan, Iran).

Dr. Hossein Moine-Vaziri et Ali Ahmadi

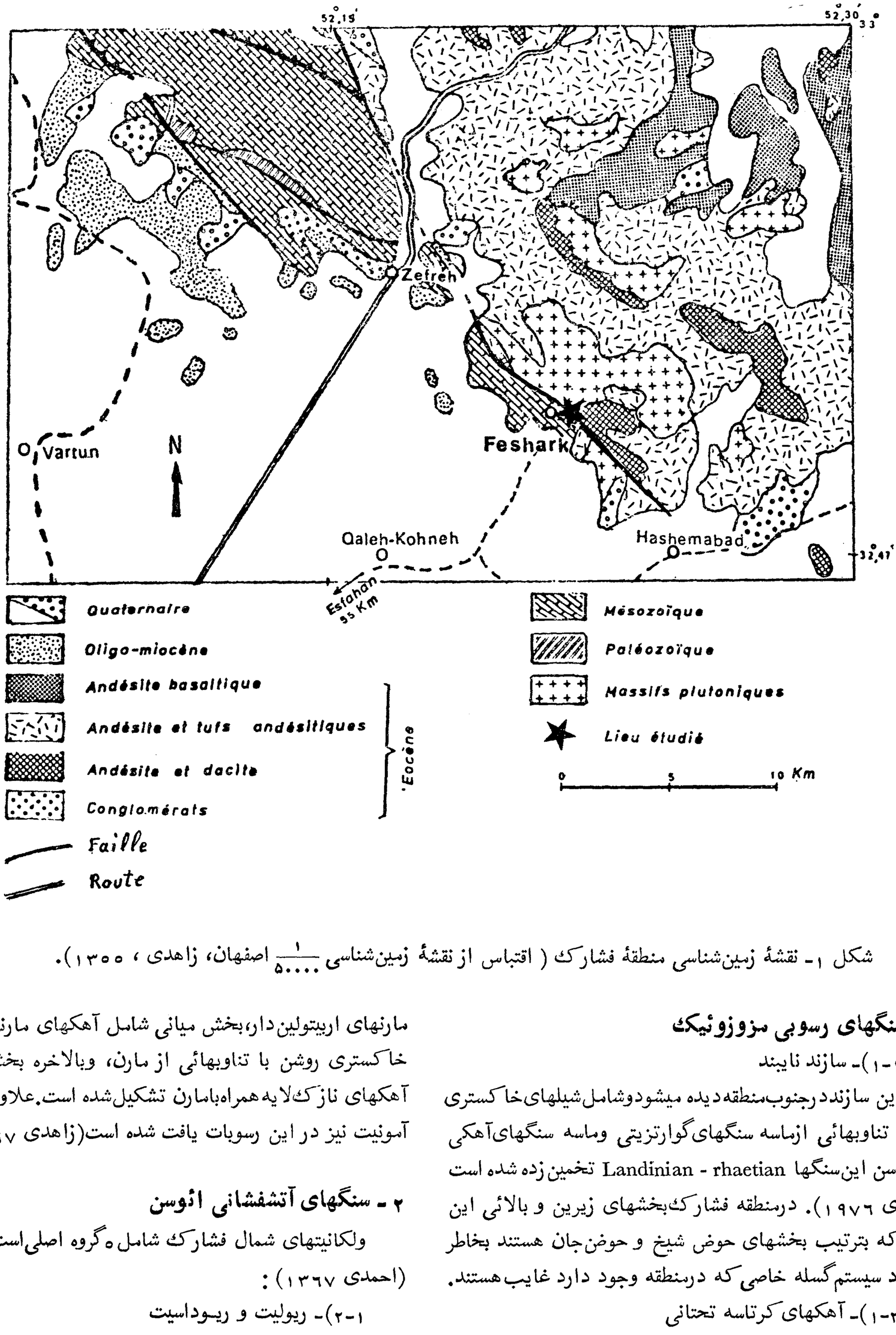
Department of Geology, Teachers Training University, Tehran, Iran

Resumé

A 70 Km NE d' Esfahan (Féshark), quelques massifs plutoniques, constitués de diorites, de tonalites, de granodiorites, de granites et des filons d' aplite recoupent les form - ations calcaires mésozoïques et les volcanites éocenes. Dans les roches calcaires, le métamorphisme de contact se présente sous la forme de skarn, dont la minéralogie varie selon les conditions chimico - thérmodynamique. Les paragénéses minérales des facies métamorphiques racontent des conditions thermiques de l' ordre de 630° C. pour le métamorphisme et de 900° a 1050° C. pour les massifs intrusifs .

معرفی منطقه مورد مطالعه

در انتهای جنوب شرقی‌گسل‌قم - زفره درناحیه فشارك (۷۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان)چند تودهٔ پلوتونیك رسوبات‌آهکی مزوزوئیك و سنگهای آتشفشانی ائوسن را قطع کرده‌اند(شکل ۱). بزرگترین این توده‌ها بطول ۱۰ و بعرض ۳٫۵ کیلومتر است که مجاور دهکده فشارك قرار دارد.سنگهای مجاور این توده بسته‌به طبیعت و ترکیب شیمیائی اولیه خود وکیفیت مواد فرارمنتشرشده از ماگمای نفوذی و نیز متناسب باحرارت موثر، دگرگونی مجاورتی حاصل کرده‌اند.در سنگهای آهکی پدیده اسکارن مشاهده می‌گردد وکانیهای مختلف متاسوماتیك بوجود آمده‌اند. کانسار زائی آهن بصورت ماگنتیت نیز در حاشیه جنوبی توده فشارك صورت‌گرفته است. فورماسیون های مختلف این منطقه عبارتند از:



شکل ۱- نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ فشارک (اقتباس از نقشهٔ زمین‌شناسی $\frac{1}{50000}$ اصفهان، زاهدی ، ۱۳۵۰).

۱ - سنگهای رسوبی مزوزوئیک

۱-۱)- سازند نایبند

این سازند در جنوب منطقه دیده میشود و شامل شیلهای خاکستری تیره با تناوبهائی از ماسه سنگهای گوارتزیتی و ماسه سنگهای آهکی است. سن این سنگها Landinian - rhaetian تخمین زده شده است (زاهدی ۱۹۷۶). درمنطقه فشارک بخشهای زیرین و بالائی این سازند که بترتیب بخشهای حوض شیخ و حوض جان هستند بخاطر عملکرد سیستم گسله خاصی که درمنطقه وجود دارد غایب هستند.

۲-۱)- آهکهای کرتاسه تحتانی

سن این آهکها اپسین فوقانی تاآلبین تحتانی است و شامل سه بخش میباشد (زاهدی ۱۹۷۶) : بخش زیرین متشکل از مارنهای اربیتولین دار، بخش میانی شامل آهکهای مارنی به رنگ خاکستری روشن با تناوبهائی از مارن، وبالاخره بخش بالائی از آهکهای نازک لایه همراه با مارن تشکیل شده است. علاوه بر اربیتولین آمونیت نیز در این رسوبات یافت شده است (زاهدی ۱۹۶۷).

۲ - سنگهای آتشفشانی ائوسن

ولکانیتهای شمال فشارک شامل ۵ گروه اصلی است به‌قرار زیر (احمدی ۱۳۶۷) :

۱-۲)- ریولیت و ریوداسیت

این سنگها قدیمی‌ترین فاز آتشفشانی ائوسن در این منطقه میباشند. حجم این فاز به نسبت سایر فازهای آتشفشانی کم‌تر است.

جدول ۱- نتایج تجزیهٔ مدال

اوپاك	آپاتیت	اسفن	ایدوت	اوژیت	بیوتیت	هورنبلاند	پلاژیو کلاز	فلدسپات الکالن	کوارتز	درصد کانیها
۱٫۸	۰٫۱۲	—	۰٫۷۸	۲۴٫۷	—	٦٫٦	٦۱٫۰	۲	۲٫۵	دیوریت
۱٫٦	۰٫۱۲	—	۰٫۰۲	۱٫۵	—	۱۳	۷۱	۷	۵	کوارتزدیوریت
۱٫۲٤	۰٫۱۸	۰٫۱٤	۰٫۲۵	۰٫۷٦	۳٫۲۳	۱۸	٤۸٫۵	٤٫۷	۲۳	تونالیت
۱٫٦۳	۰٫۲۸	۰٫۲۰	۰٫٦۰	—	—	۱٤	٤۹	۹٫۳	۲۵	گرانودیوریت
۰٫۹٦	۰٫۲٦	۰٫٦۰	—	—	۱٫۳	۳٫۱۸	۲۲٫۷	۳٦	۳۵	گرانیت
۰٫٤۰	۰٫۲۰	۰٫۷۰	—	—	—	۲٫۷	٦۰	۳٦	۳٦	آپلیت

جدول ۲- نتایج تجزیه‌های شیمیائی

	سنگ آهکی	اسکارن		سنگهای آذرین					
				آپلیت	گرانیت	گرانودیوریت	تونالیت	دیوریت	دیوریت
	3 A	D.9	D.1	R.11	D.7	P.9	D.2	MH.1	H.12	Mz.17
SiO_2	۱/٦۱	٥٦٫۲۳	۳۷٫۷۰	۷۰٫۰۲	٦٦٫۹۸	٦٦٫۸۹	٦۳٫۲۲	٦۱٫٦۵	٥٦٫٤٦	٥٤٫٤۰
TiO_2	۰٫۲٤	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۱۳	۰٫۰٦	۰٫۲۷	۰٫۰۷	۰٫۵۱	۰٫۷۱	۰٫۹۵
Al_2O_3	۰٫۲۰	۱۲٫۷۳	۱۵٫۵٦	۱۷٫۳٤	۱۵٫۱۸	۱٦٫۲٦	۱٦٫۵٦	۱۹٫۸٤	۱۷٫۵۰	۱۹٫۲۳
Fe_2O_3	۰٫۲٤	۰٫۹۸	۲٫۷۷	۰٫۳٦	۰٫٤۳	۰٫۲۰	۰٫۵۱	۱٫۷۸	۲٫٤۷	۲٫۸۹
FeO	—	۱٫۸۳	۲٫۰۷	۰٫٤۷	۰٫٤۰	۱٫۸۱	۰٫٤٤	۱٫۹۷	٤٫۷٦	٤٫۲۰
MnO	—	۰٫٤٤	۰٫٤۷	—	—	—	—	—	۰٫۱٤	—
MgO	—	—	—	۱٫٤۸	—	—	۱٫٦۰	۱٫٤۰	٤٫۱۷	۳٫۱۲
CaO	٥٤٫۳۷	۱٦٫۸۰	۳٦٫۰۰	۲٫۰٦	۲٫٤۲	۵٫۰٤	۲٫۲۳	۵٫۸٦	٦٫۷۰	۸٫٦۹
Na_2O	۰٫۱۹	۰٫۰۷	۰٫۱۳	۳٫۰۹	۳٫۸۰	۲٫۷۷	۳٫٤٤	٤٫٤۱	٤٫۲۲	٤٫۲٤
K_2O	۰٫۰۵	۱٫۱۵	۰٫۲۹	۵٫۰۳	۳٫۹۳	٤٫٦۸	۳٫٦۰	۱٫۹۲	۱٫۷۹	۱٫۸۱
P_2O_5	—	—	—	—	—	۰٫۰۳	—	۰٫۰۵	۰٫۱٤	۰٫۲۱
P.F.	٤۳٫۰٤	۷٫۷۰	۵٫٤۳	۰٫۲٤	۷٫۳٦	۱٫۲٦	۷٫۲٦	۰٫۷٦	۱٫۰۸	۰٫۹۰
Total	۹۹٫۹٤	۹۸٫۱۵	۱۰۰٫۷۵	۱۰۰٫۲۲	۱۰۰٫۵٦	۹۹٫۲۱	۹۹٫۰۳	۱۰۰٫۱۵	۹۹٫۰٦	۱۰۰٫٦٤
Q				۲۲٫۱۷	۲۰٫۳٤	۲٦٫۰۲	۲۲٫۵۰	۱۲٫۷٤	٤٫۰۲	۱٫٦۸
or				۲٫۹٤٦	۲۳٫۳۵	۲۷٫۸۰	۲۱٫۱۳	۱۱٫۱۲	۱۰٫۵٦	۱۰٫۵٦
ab				۲٦٫۲۰	۳۱٫۹٦	۲۳٫۵۸	۲۸٫۸۲	۳۷٫۲۰	۳۵٫٦۳	۳۵٫٦۳
an				۱۰٫۲۸	۱۲٫۷۹	۱۷٫۷۹	۱۱٫۱۲	۲۸٫٦۳	۲۳٫۳۵	۲۸٫۰۷
ne				۳٫۰٦	—	—	۲٫۹٦	—	—	—
le				—	—	—	—	—	—	—
co				۳٫۰٦	—	—	۲٫۹٦	—	—	—
ac				—	—	—	—	—	—	—
di wo				—	—	۲٫۷۸	—	۰٫۱۱	٤٫۱۷	۵٫۵۷
di en				—	—	—	—	۰٫۱۰	۸٫۵۰	۳٫۰۰
di fs				—	—	۳٫۱۷	—	—	۱٫٤۵	۱٫۷۲
en				۳٫۷۰	—	—	٤٫۰۰	۳٫٤۰	۷٫۹۰	٤٫۳۰
fs				۰٫۲٦	—	—	۰٫۲٦	۱٫۰۰	٤٫۳۵	۱٫۹۸
mt				۰٫٤٦	—	۰٫۲۳	۰٫٦۹	۲٫۵۵	۳٫٤۸	٤٫۱۷
he				—	۰٫٤۸	—	—	—	—	—
il	۰٫۳۰	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۹۰	۱٫۳۷	۱٫۸۲
ap	—	—	—	—	۰٫۰٦	—	—	—	۰٫۳۱	۰٫٦۱
A	۷۷٫۸۵	۸۹٫۲٦	۷۸٫۷۵	۷۸٫۷۵	۷۳٫٤۱	۷۳٫٤۱	۷۳٫٤۱	۵۵٫۱٤	۳٤٫۵۲	۳۵٫۰٦
F	۷٫۹٦	۱۰٫۷٤	۲۱٫۲۵	۲۱٫۲۵	۹٫۹۱	۹٫۹۱	۹٫۹۱	۳۲٫٦٦	٤۱٫۵۳	٤۱٫۰۷
M	۱٤٫۱۹	۰	۰	۰	۱۷٫۸۸	۱۷٫۸۸	۱۷٫۸۸	۱۲٫۲۰	۲۳٫۹۵	۲۳٫۸۷
An/Ab	۲٫۵٤	۲٫٤۹	۱٫۳۲	۱٫۳۲	۲٫۵۹	۲٫۵۹	۲٫۵۹	۱٫۲۹	۱٫۵۲	۱٫۲٤

۲-۲)- داسیت

داسیت بیشتر بصورت آذر آواری است که بر روی ریولیت و ریوداسیت‌ها و در زیر آندزیتها قرار گرفته است.

۳-۲)- آندزیت

بخش اعظم ولکانیسم منطقه را تشکیل میدهد و ادامه‌بلا فصل ولکانیسم داسیتی است .

٤-۲)- آندزیت بازالتی و بازالت

این سنگها بیشتر در بخشهای شمالی منطقه دیده میشوند .

٥-۲)- داسیتهای حنا و وژه

این فاز آتشفشانی دارای خصوصیات مهم است زیرا اولا در بخشهای تحتانی خود محتوی روانه های بازالت و آندزیت بازالتی است ثانیاً از داسیتهای فاز دوم این منطقه جوان تر است اما تقدم و تاخر آن نسبت به مجموعه های آندزیتی و آندزیت بازالتی فازچهارم معلوم نیست.

زاهدی (۱۹۷٦)در بخشهای‌تحتانی‌این ولکانیتها آهکهای‌نومولیت دار بضخامت . ٤ متر تشخیص داده وسن ائوسن میانی (لوتسین) را برای ولکانیتها پیشنهاد کرده است .

۳- سنگهای پلوتونیک

مجموعه پلوتونیک فشارک را میتوان به سه‌گروه اصلی شامل: دیوریت و کوارتز دیوریت ، گرانودیوریت و تونالیت تقسیم کرد . حجم اصلی توده‌های پلوتونیک راگرانودیورپت وتونالیت تشکیل میدهد. بنظر میرسد که دو قطب دیوریت وگرانیت از تفریق یک ماگمای‌تونالیتی حاصل شده باشند.

دیوریت و دیوریت کوارتز دارد در حاشیه تودهٔ گرانودیوریتی دیده میشود.ساخت ریزبلور دیوریت نشانه سرعت تبلور است. بنا - براین احتمال دارد که انجماد نسبتاً سریع حاشیه توده گرانودیوریتی منجر به تشکیل دیوریت و دیوریت کوارتز دارشده باشد (احمدی ۱۳٦۷).

گرانیت بطورچشم‌گیر دارای‌حجم کمتری است. رگه‌های‌آپلیت ترمهای مختلف توده پلوتونیک‌را قطع کرده‌اند. این رگه‌ها آخرین مایع باقیمانده از تبلور بخشی ماگمای‌گرانودیوریتی میباشند.

ترکیب کانی شناسی میکرسکپی و نتایج تجزیه شیمیائی این سنگها به ترتیب در جدول های ۱ و ۲ آمده است.

خصوصیات کانی‌شناسی وسنگ‌شناسی این‌توده‌ها(عدم مشاهدهٔ موسکوویت و سیلیکاتهای آلومین و غیره)و نیزحرارت بالای آنها در موقع جایگزینی ممکنست نشانهٔ عدم تشابه آنها با گرانیتوئید های تیپ S باشد(Hall, 1987).

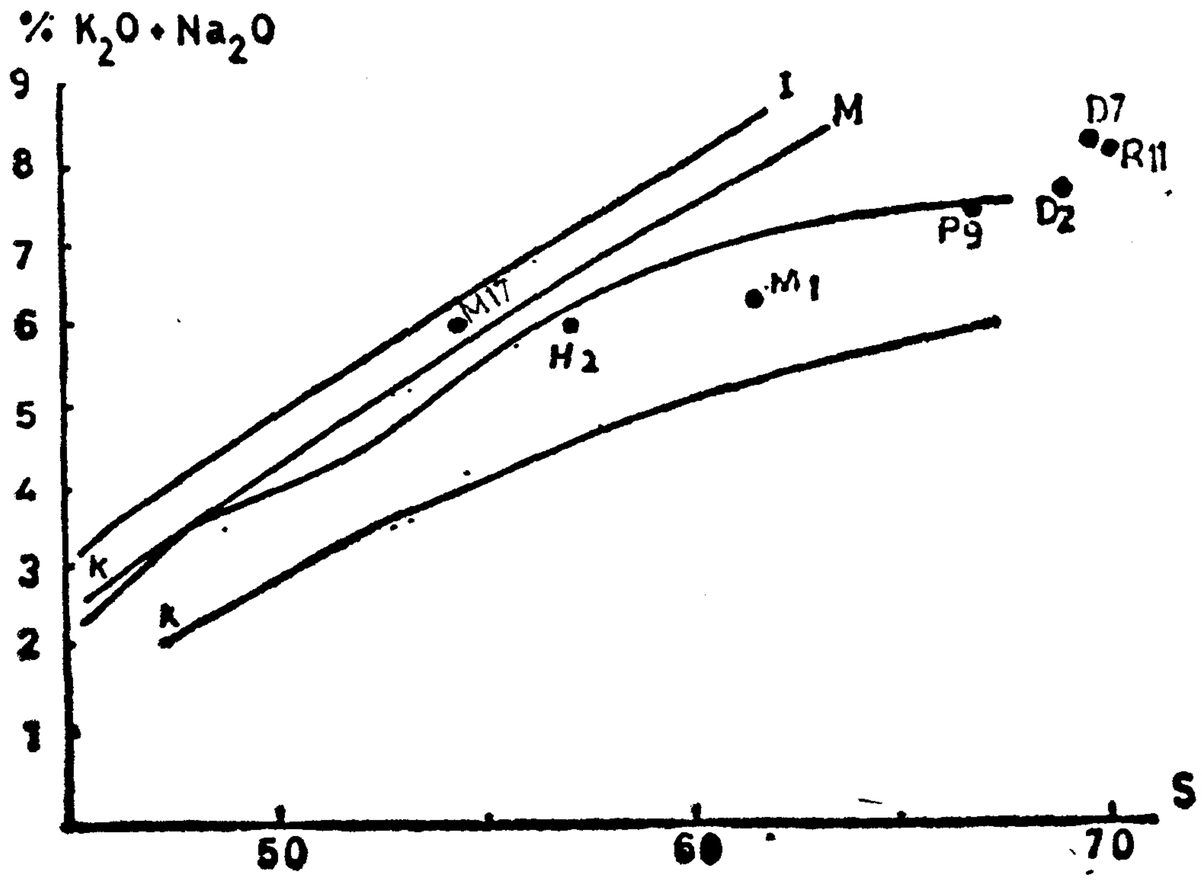
۱-۳)- مطالعه تغییرات‌ترکیب شیمیائی سنگهای پلوتونیک فشارک.

ترکیب شیمیائی این سنگها (جدول ۲) نشان می دهد که درصد سیلیس در آنها بین ٥۰ تا ۷۰درصد ،تغییرات CaO از ۲ تا ۱۳ درصد،مجموع اکسیدهای آهن بین ۸ر. تا ۷ درصد ومجموع اکسید فلزات قلیائی از ۳ تا ۸ درصد متغیر است . در نمونه های شیشه‌ای(D_2 ، D_7)تقلیل‌وزن ناشی‌ازحرارت (L. O. I)به۷درصد رسیده است. ازآنجائیکه در مطالعه میکرسکپی این دونمونه و یادر مطالعه آنها با اشعه ایکس کلسیت مشاهده نشده لذا احتمال‌دارد که این تقلیل وزن بعلت آب موجود در ابسیدین باشد.

درصد اکسیدهای سنگهای پلوتونیک پس از حذف مقادیر (L. O. I.) به صد درصد رسانده شده و سپس بر روی دیاگرامهای مختلف منتقل‌گشته‌اند نتیجه این مطالعه در زیر خلاصه میشود:

۱-۱-۳)- در دیاگرام $Na_2O + K_2O / SiO_2$

این سنگها جزو سری کالکو آلکالن قرارگرفته‌اند (شکل ۲). دیاگرام A. F. M نیزاین‌خصوصیت را تأیید میکند (شکل ۳).

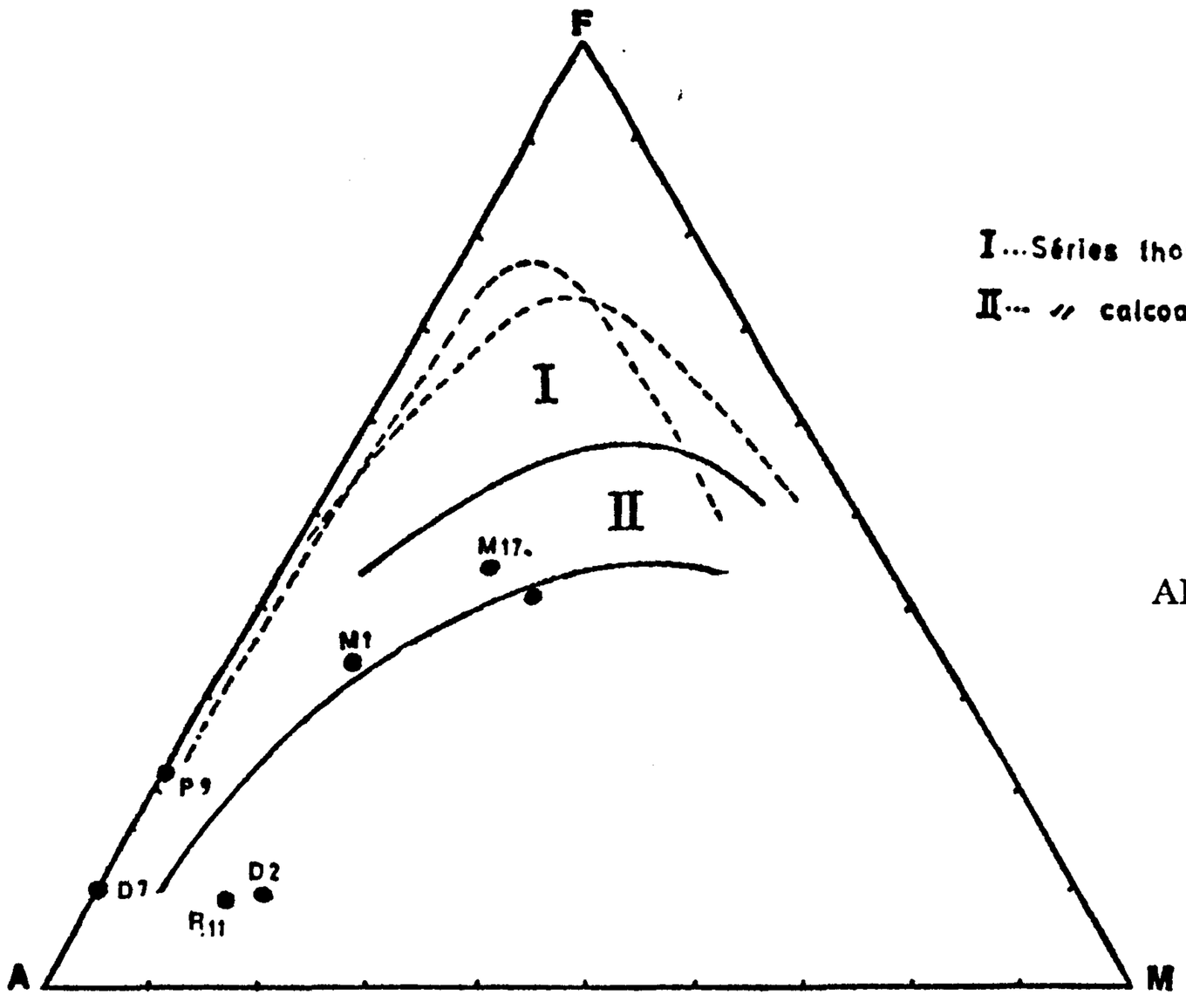


شکل ۲- دیاگرام K_3O+Na_2O / SiO_2

I; Irvine Baragar (1971)

M; Macdonald & Katsura(1964)

K; Kuno, (1968)



شکل۳- سنگهای پلوتونیک فشارک در دیاگرام AFM

۲-۱-۳)- دیاگرامهای SiO_2 / oxydes (شکل ٤) . در این دیاگرامها نقاط معرف سنگهای پلوتونیک فشارک بر روی یک امتداد قرار میگیرند و این نشانهٔ خویشاوندی ترمهای مختلف سنگهای پلوتونیک میباشد. احتمال دارد که تفریق بطریق تبلور بخشی موجب جدایش آنها از یکدیگر شده باشد. ازاین دیاگرامها چنین نتیجه میگیریم که: ابتداء تبلور پیروکسن و آمفیبل (تنزل MgO, CaO, ΣFeO) و اکسید آهن وتیتان (تنزل TiO_2 , Σ FeO)، سپس تبلور پلاژیو کلازها (سقوط ناگهانی CaO , Al_2O_3) موجب تفریق شده ، در پایان تراکم ماگمای باقیمانده از فلدسپات پتاسیم دار (افزایش K_2O درطول تحول ماگمائی)، یعنی فرآیندی که درتحولات ماگماهای گرانود یوریتی انتظار آن میرود، مشاهده میگردد .

٤ - دایکهای ابسیدین

علاوه برگسل اصلی قم -زفره، گسلهای فرعی بصورت هم جهت با گسل مذکور و یا متقاطع با آن در منطقه فشارک وجود دارند که سنگهای رسوبی و یا آذرین را قطع نموده و میلونیتیزه کرده‌اند. در یک کیلومتری شمال دهکدهٔ فشارک (شکل ۱)، گسل اصلی از سنگهای آهکی و اسکارن میگذرد. در داخل شکافهای گسلی که از اسکارن میگذرد دو دایک کاملا شیشه‌ای به ضخامتهای ۲٫۰ و ۲٫۷۰ متر مشاهده می‌گردد. در ابتداء تصور میرفت که دایکهای ابسیدین موجود در شکاف گسلها یک‌نوع پسودوتاکیلیت ومیلونیت کاملاخورده شده‌باشند، اما نتایج مطالعات R. X نشان داده که در این سنگ باقیمانده کانیهای دگرگونی دیرذوب وجود نداردوسنگ کاملا آمورف میباشد. در یکی از دایکها، در بخشهای عمقی دایک، ساخت هیالومیکرولیتیک مشاهده شده است. میکرولیتها که کمتر از ده درصد سنگ را میسازند، شامل بلورهای اسکلتی فلدسپات هستند

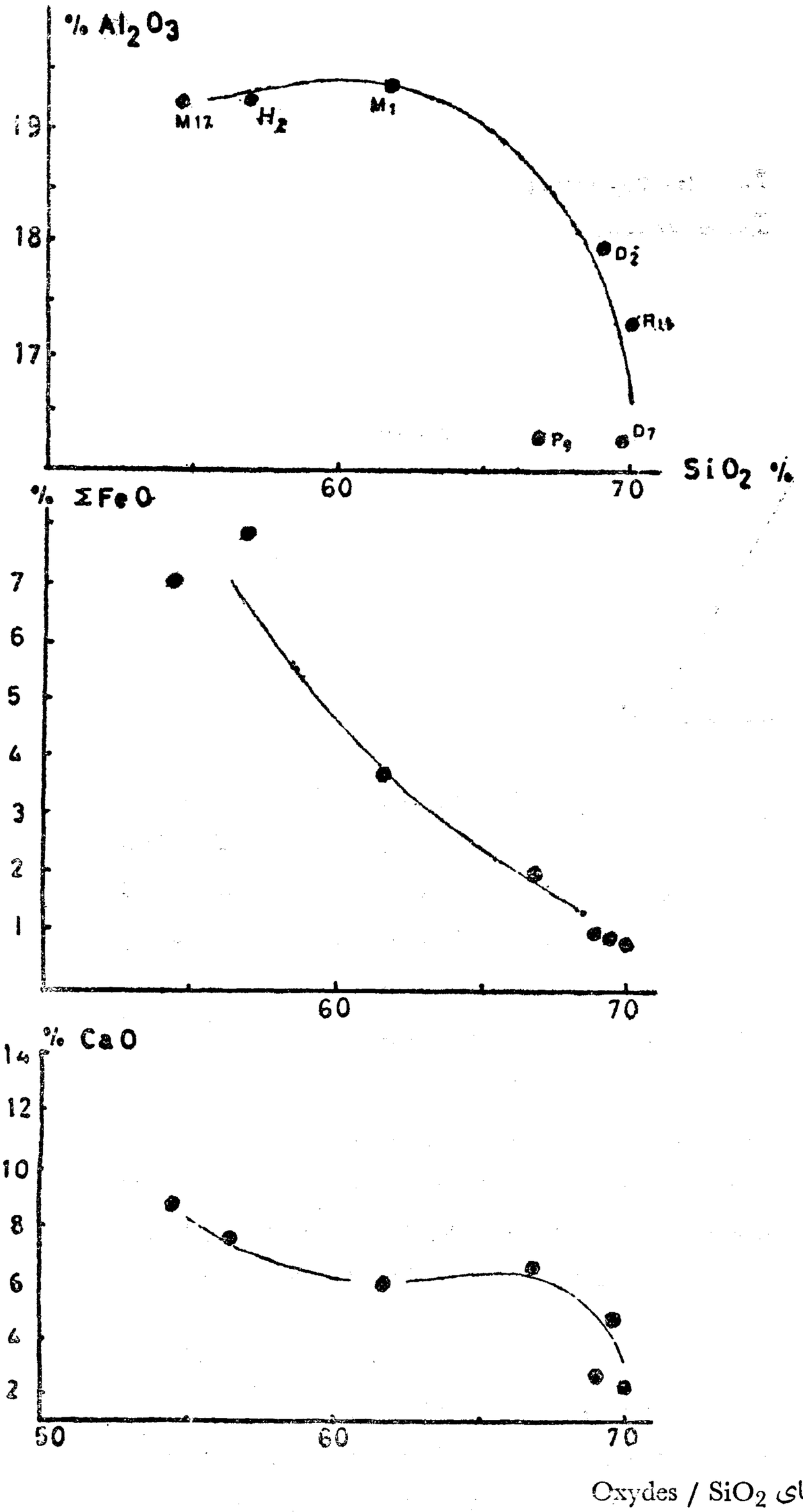
مطالعات میکرسکپی و استفاده از دیفراکتومتر اشعه ایکس (شکل ٥) نشان میدهد که ترکیب کاتی شناسی اسکارن در سمت مجاور تودهٔ گرانود یوریت و مماس با دایک شیشه‌ای شامل: گرو سولر، ایدوکراز و کوارتز (نمونهٔ D. 1) ، و در سمت دیگر دایک شیشه‌ای شامل: گروسولر ، کلسیت و کوارتز (نمونه D. 9) میباشد. دایک شیشه‌ای (نمونهٔ D. 2) دربین دو فاسیس D. 9, D. 1 قرار گرفته است.

مقایسهٔ دیاگرامهای پتروشیمی سنگهای پلوتونیک ودایکهای شیشه‌ای چنین میرساند که دایکهای مذکورنتیجهٔ انجماد سریع ماگما های تفریق یافته از ماگمای گرانود یوریتی هستند که در شکاف گسل و کمی بعداز جایگزینی تودهٔ نفوذی تزریق گشته‌اند.

٥ - اسکارن

فاسیس اسکارن نه‌تنها در کنتاکت مستقیم تودهٔ پلوتونیک با سنگهای آهکی دیده میشود بلکه درمحلهائی که اثری از تودهٔ نفوذی در سطح زمین وجود ندارد نیزمشاهده می‌گردد . این امر می رساند که تودهٔ آذرین نفوذی بیش از آنچه که در سطح زمین ظاهر شده است گسترس دارد. فاسیس اسکارن بیشتر درنزدیک دهکدهٔ وژه وحنا دیده میشود .

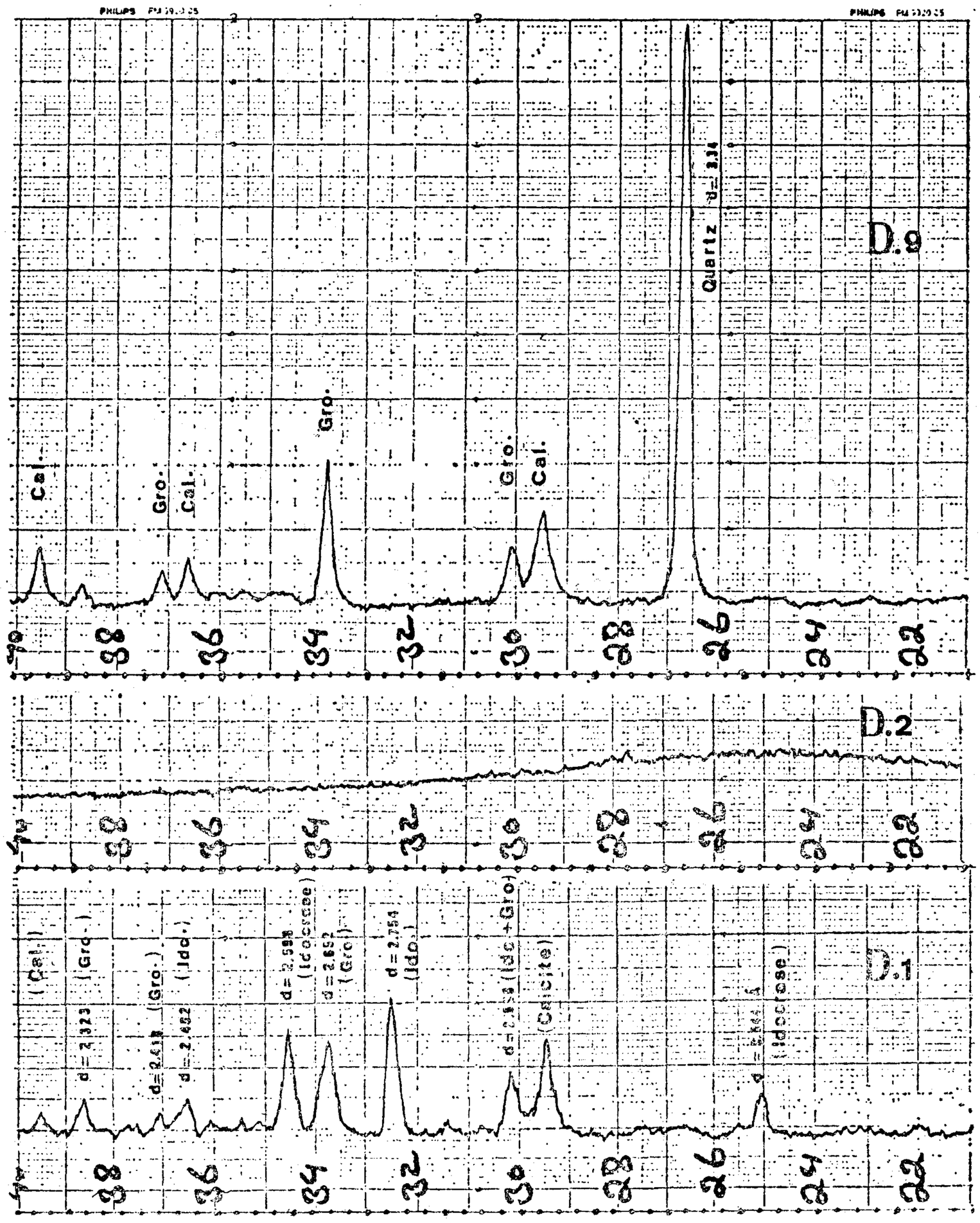
در وژه اسکارن محتوی بلورهای اتومورف تا ساب اتومورف



شکل ٤ ـ دیاگرامهای Oxydes / SiO_2

ولاستونیت است که توسط گرونا احاطه شده اند. گرونا شامل دونوع گروسولر و آندرادیت است (احمدی ۱۳۶۷). نوعی که ولاستونیت را احاطه کرده ایزوتروپ میباشد . در این نوع ژوناسیون و ساخت ساخت شنی مشاهده می گردد. بادورشدن از تودهٔ آذرین، ولاستونیت ناپدید میگردد وگرونای ان ایزوتروپ نیز جای خودرا به‌نوع ایزو تروپ که دانه ریز است‌میدهد. طبق نور بهشت و همکار (۱۳۶۶) گرونا بصورت محلول جامد گروسولر و آندرادیت نیز یافت میشود . دیوپسید نیزدیده‌شده اما بیشتر باولاستونیت‌همراه است. ولاستونیت از نوع مونوکلینیک (پاراولاستونیت) میباشد (نوربهشت و همکار، ۱۳۶۶) .

در ۴۰۰ متری‌شرق‌دهکدهٔ حنا یک‌بخش‌آندواسکارن بضخامت تقریباً ۱۲۰ متر وجود دارد که محتوی و لاستونیت ، دیوپسید ، هدنبرژیت ، پلاژیوکلاز، ایدوکراز،گرونا ، اپیدوت (پیستاسیت ، کلینوزوئیزیت و زوئیزیت)، کلسیت و کوارتز است.



شکل ٥- دیاگرامهای R. X (D.1 , D.9 نمونه‌های اسکارن و D. 2 نمونهٔ دایك آمورف)

دریك کیلومتری غرب دهکدهٔ حنانزدیکترین اسکارن به‌تودهٔ آذرین محتوی ولاستونیت دیوپسید ، گرونا و کمی ایدوکراز است با دورشدن از تودهٔ آذرین .فقط‌گرونا در سنگ باقی میماند که آنهم بتدریج ناپدید میگردد .

٦- شرایط فیزیکو شیمیائی تشکیل اسکارن

مطالعهٔ میکروسکپی سنگهای آذرین نشان میدهد که‌گاهی در این سنگها سیلیس بصورت تخریبی یا شیمیائی موجود است و نیز پاره‌ای از این سنگها مارنی میباشند . باوجود این بعضی‌ازسنگهای آهکی مجاور اسکارن ناقد این ترکیبات و ناخالصی ها میباشند همچنانکه‌تجزیهٔ شیمیائی یک نمونه ازسنگهای‌آهکی مجاور اسکارن دهکدهٔ حنا این موضوع را روشن میسازد (جدول ٢).

مقایسهٔ ترکیب شیمیائی سنگ آهک (نمونهٔ 3A) و اسکارن مجاور آن (نمونه‌های D. 1 , D. 9) نشان میدهد که‌ظاهراً عناصری نظیر SiO_2 , Al_2O_3 ، Fe_2O_3 , FeO از ماگمابدرون‌سنگ‌آهک نفوذ کرده، موجبات تبلور سیلیکاتهای اسکارن را فراهم آورده است.

بنابراین میتوان پذیرفت که تشکیل ولاستونیت وگروسولر به ترتیب طبق معادلات زیر صورت گرفته باشد :

$$Ca\,CO_3 + SiO_2 \longrightarrow Ca\,Si\,O_3 + C\,O_2$$

$$3\,Ca\,CO_3 + 3\,Si\,O_2 + Al_2\,O_3 \longrightarrow Ca_3\,Al_2\,(Si\,O_4)_3 + 3\,C\,O_2$$

با ورود آهن بداخل سنگهای آهکی ، آندرادیت طبق رابطهٔ زیر تشکیل شده است (Deer & al, 1969) :

$$3\,Ca\,CO_3 + Fe_2O_3 + 3\,Si\,O_2 \longrightarrow Ca_3\,Fe_2^{3+}\,(Si\,O_4)_3 + 3\,C\,O_2$$

در این وا کنش اگر ره آورد آهن زیاد و مقدار سیلیس برای تشکیل سیلیکات کافی نباشد، ماگنتیت همراه آندرادیت تشکیل می‌گردد (Deer & al, 1969) . این پدیدهٔ در ۲٫۵ کیلومتری شرق دهکدهٔ حنا با تشکیل کانسارهای آهن انجام گرفته است:

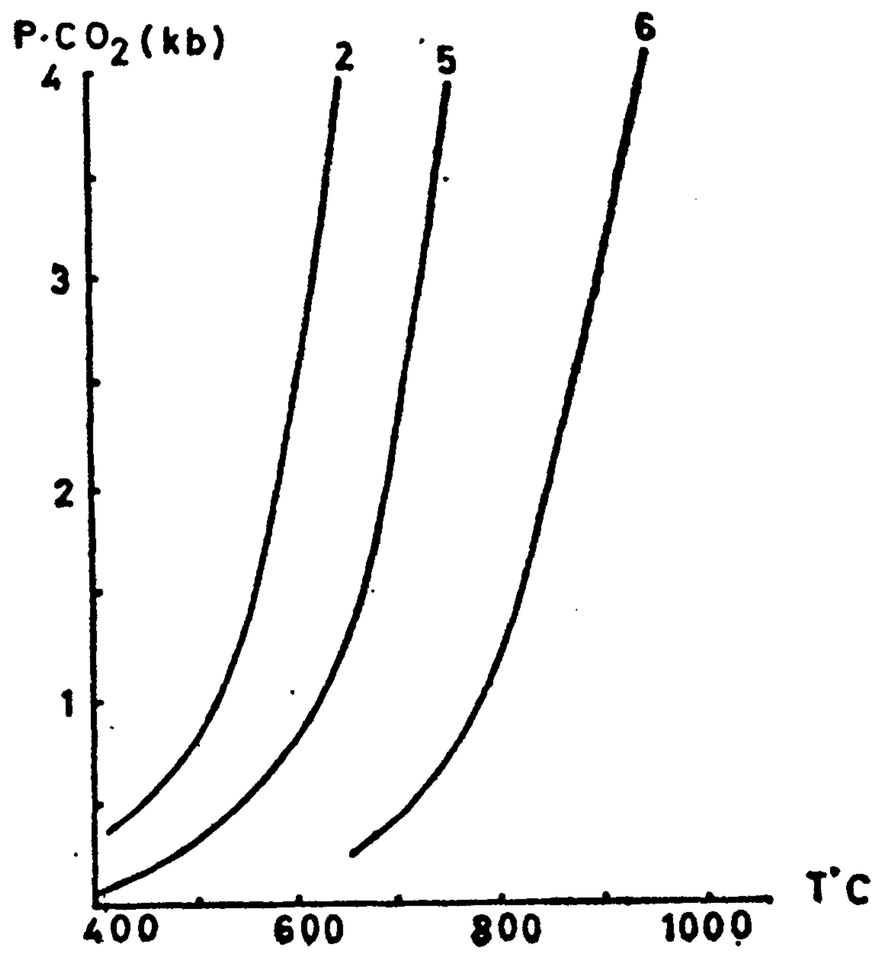
$$2\,Fe_2O_3 + 2\,Fe\,O + 5\,Si\,O_2 + 4\,Ca\,C\,O_3 \longrightarrow Ca_3\,Fe_2^{3+}\,(Si\,O_4)_3 + Ca\,Fe\,(Si_2\,O_6) + Fe_3\,O_4 + 4\,C\,O_2$$

در این منطقه با تبلور ایدوکراز از مقدار آندرادیت کاسته شده است. بنظر میرسد که ایدوکراز بخرج آندرادیت و طبق رابطهٔ زیر تشکیل شده باشد:

$$2\,(Si\,O_4)_3\,Ca_3\,Fe_2^{3+} + 3\,Si\,O_2 + 6\,Ca\,C\,O_3 + 2\,H_2\,O \longrightarrow Ca_{12}\,Fe_4^{3+}(Si_2O_7)_2{:}(Si\,O_4)_5(OH)_4 + 6\,CO_2$$

با توجه به‌پاراژنز اسکارن (کلسیت + کوارتز + ولاستونیت + گروسولر + آندرادیت + ایدو کراز)، میتوان دریافت که‌شدت دگرگونی درحد فاسیس پیروکسن هورنفلس بوده است .

طبق دیاگرام‌شکل ۶ (Harker & al, 1956, Bowen, 1940) تبلورولاستونیت‌بین ۴۵۰ تا ۷۵۰ درجهٔ‌سانتی‌گراد وفشارهای‌بترتیب‌بین ۰٫۵ و ۴ کیلوبارصورت میگیرد. از آنجائیکه‌سربارتودهٔ گرانودیوریت‌را ولکانیتهای ائوسن و یا سنگهای آهکی مزوزوئیک تشکیل میدهند وضخامت این سازند ها در موقع جایگزینی تودهٔ آذرین بیش‌از ۳ یا ۴ کیلو متر تخمین زده نمیشود (احمدی ، ۱۳۶۷) ، لذا فشار در این دگرگونی ممکنست حدودیک کیلوباربوده باشد. دراین صورت‌حرارت متوسط دگرگونی در حدود ۶۳۰ درجهٔ سانتی گراد برآورد میشود (شکل ۶).



شکل ۶ - دیاگرام: P. CO_2—T

(Bowen, 1940 - in Aubouin et al, 1975)

.(Harker et al, 1956 - in Deer et al., 1969)

باتوجه به اینکه توده‌های پلوتونیک میتوانند حداکثر ۶۰ تا ۷۰ درصد حرارت‌خود را به نزدیکترین سنگهای مجاور منتقل کنند، (Aubouin & al, 1975)لذا، حرارتی درحدود ۹۰۰ تا ۱۰۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد برای تودهٔ‌گرانود یوریتی تخمین زده میشود .

از آنجائیکه ماگماتیسم و متامرفیسم منطقه فشارک اصفهان بخصوص از نظرتشکیل اسکارن بسیارجالب‌توجه است وبرای درک فرآیندمتاسومانیسم وفعل‌وانفعالات‌آن به‌تحقیقات‌بیشتری نیازاست لذا بررسی و مطالعهٔ این مسائل همچنان‌ادامه دارد، امیدواریم درآینده نتایج این تحقیقات تکمیلی را باطلاع همکاران محترم زمین شناس برسانیم.

Bibliographie

Aubouin, J.; Brousse, R. and Lehman, J. P. (1975) *Precis de petrologie*, Tome 1, Bordas, Paris .

Deer, W. A.; Howie, R. A. and Sussman, J. (1969) *An introduction to the rock forming minerals*. Longm - an, London .

Hall, A. (1987) - *Igneous Petrology*. Longman. London .

Irvin, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.* **8**, 523 - 548 .

Kuno, H. (1968) *Differentiation of basaltic magma*. In Hess, H. H. et Poldervaart, A. edit., Basalts, **2**, 623 - 688 .

Mac Donald, G. A. and Katsura, T. (1964) Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.* **5**, 82 - 133 .

منابع فارسی

احمدی، علی(۱۳٦۷) - پتروگرافی و پترولژی تودهٔ نفوذی و اسکارن های شمال فشارك (شمال شرق اصفهان) . رسالهٔ فوق لیسانس از دانشگاه تربیت معلم تهران.

زاهدی، مصطفی (۱۳۵۵) شرح نقشهٔ زمین شناسی اصفهان بمقیاس $\frac{1}{250000}$ سازمان زمین‌شناسی کشور.

نور بهشت،ایرج و ترابی،حسین(۱۳٦٦)-مطالعهٔ سنگ‌شناسی وکانی شناسی هورنفلس های شمال روستای فشارك (شمال شرق اصفهان). نشریهٔ دانشکدهٔ فنی دانشگاه تهران. شمارهٔ ٤۸.

Von Platen, H. (1965) *Kristallisation granitischer schme - lzen* (Beitrage Zur Mineralogie und petrographie), Band II, **4**, 334 - 381 .

Winkler, H. G. F. F., (1966) *Die Genese der metamorphen Gesteine.* Berlin, 1. Vol., **188.**