

داده‌های زمینگرمایی ایران و تعمیرهای زمینساختی آن

جمشید حسن زاده*، صغری اسماعیلی فرد* و زویا ظریفی*

چکیده

مطالعه نحوه توزیع شار گرما که از زیر شاخه‌های مهم ژئوفیزیک است در ایران سابقه زیادی ندارد و پیش از این فقط در مورد مناطق نفت خیز جنوب کشور انجام شده است. در این مقاله داده‌های دمای ته چاههای نفت و گاز مربوط به ایران مرکزی، کپه داغ، دشت ساحلی خزر و دشت مغان برای محاسبه شیو زمینگرمایی این مناطق مورد استفاده قرار گرفته و نتایج حاصل با اطلاعات مربوط به زاگرس - خلیج فارس مقایسه شده است. دامنه و نحوه تغییر شارگرما در ایران بر خلاف آنچه که نقشه جهانی توزیع شارگرما نشان می‌دهد بسیار گسترده است و پیچیدگیهایی دارد که نتیجه تنوع زمینساختی ایران است. مقدار شیو زمینگرمایی ناحیه‌ای در بخشهای شمالی کشور، شامل کپه داغ، نوار ساحلی خزر، دشت مغان و شمال ایران مرکزی یکنواخت و میانگین آن حدود $25^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ است. البته در مورد کوههای البرز هنوز شیو ناحیه‌ای ناشناخته است ولی بر اساس ذوب بخشی در گوشته بالایی و پوسته درکواترنر مقدار آن به احتمال بیش از نواحی مجاور آن است. این داده‌ها برای جنوب ایران مرکزی، کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان و زاگرس خرد شده هنوز وجود ندارد. تغییر شیو زمینگرمایی در زاگرس بسیار گسترده است. روند عمومی پربندهای شیو در زاگرس به تقریب موازی ساختار این رشته کوه است و مقدار آن از شمال به جنوب با کاهش عمق موهو افزایش می‌یابد. میانگین شیو زمینگرمایی در زاگرس شرقی و همچنین بخش مجاور آن در خلیج فارس در مقایسه با بخشی که در غرب خطوازه قطر - کازرون قرار دارد بیشتر است. اگر چه نفوذ گندهای نمک در ترازهای مختلف پوشش رسوبی سبب رسانش مؤثرتر گرما می‌شود ولی سری هرمز به علت غنی بودن از اورانیوم توان بیشتری در ایجاد گرمای پرتوزاد نسبت به سنگهای عادی پی سنگ متبلور قاره دارد و در نتیجه، به عنوان عامل اصلی بی‌هنجاری گرمایی ناحیه‌ای در شرق زاگرس - خلیج فارس شمرده می‌شود.

کلیدواژه‌ها: شیو زمینگرمایی، شارگرما، تولید گرمای پرتوزا، گنبد نمکی، پختگی هیدروکربن، گوشته بالایی گرم،

ضخامت پوسته

۱ مقدمه

انرژی گرمایی درون زمین از طریق پوسته به اقیانوسها و جو منتقل می‌شود. منابع این انرژی عبارت است از گرمای مربوط به ذوب زمین پس از برافزایش آن در حالت جامد، واپاشی هسته‌های پرتوزا از زمان پیدایش سیاره تاکنون، تشکیل هسته فلزی و شاید مالش کشندی مربوط به کندشدگی چرخش زمین. شارگرما کمیتی است که برای بیان آهنگ از دست دادن این انرژی به کار می‌رود و آن، مقدار انرژی گرمایی

خارج شده از سطح جسم در واحد زمان در واحد سطح است. در بخشهای جامد سنگکره، انتقال گرما فقط از راه رسانش انجام می‌شود. شارگرما طبق رابطه فوریه ($q = -k \nabla T$) به دو کمیت شیو زمینگرمایی (∇T) و ضریب رسانش گرمایی سنگها (k) بستگی دارد (تورکات و شوبرت، ۱۹۸۲). اگر فرض کنیم انتقال گرما فقط در امتداد قائم باشد، در رابطه فوق، ∇T عبارت خواهد بود از dT/dZ . دلیل وجود علامت منفی در رابطه فوریه

۲ پیشنهاد اندازه‌گیری‌های زمینگرایی در ایران

نخست ذکر این نکته ضرورت دارد که گرچه ارائه نتایج اندازه‌گیری‌های زمینگرایی به صورت شارگرما مطلوب‌تر است، ولی در صورتی که ضریب رسانش گرمایی سنگها در اختیار نباشد، از شیو زمینگرایی هم می‌توان استفاده کرد.

نخستین اندازه‌گیری شارگرما در ایران توسط کاستر (۱۹۴۷) از میدان نفتی مسجدسلیمان به مختصات $31^{\circ}59'$ شمالی و $49^{\circ}18'$ شرقی گزارش شده است. وی با استفاده از نتایج اندازه‌گیری دما در ۱۹ چاه در ناحیه‌ای کوچک و با اندازه‌گیری رسانش گرمایی سنگ آهک آسماری، گروه فارس و سازندکنگولمرای بختیاری، شارگرما را بین 22 تا 51 mWm^{-2} تعیین کرد که میانگین 36 میلی‌وات بر مترمربع را به دست می‌دهد. این مقادیرهای شیو زمینگرایی و شارگرما در حد پائین است و بیشتر به مقادیرهای مربوط به سپرهای قاره‌ای شباهت دارد.

برد (۱۹۷۶) داده‌های مربوط به چاههای بیشتری از خوزستان را از این لحاظ مورد بررسی قرار داد و نتایج آن که در جدول ۱ آورده شده است با حاصل کار کاستر (۱۹۴۷) هماهنگ بود، ضمن آن که وی به لحاظ مطالعه ناحیه‌ای وسیع‌تر توانست نشان دهد که شارگرما به سمت حاشیه جنوب‌غربی زاگرس افزایش می‌یابد.

مطالعه جامع شیو زمینگرایی در محدوده عملیاتی کنسرسیوم سابق نفت توسط آربل (۱۹۷۶ و ۱۹۷۷) انجام شده است. در نقشه توزیع شیو زمینگرایی وی از چاههای نفت زاگرس و خلیج فارس دو نکته جالب دیده می‌شود، اول این که روند افزایشی شیو زمینگرایی از کمربند چین‌خورده به سمت خلیج فارس که برد (۱۹۷۶) در مورد خوزستان ملاحظه کرده بود، برای همه بخشهای زاگرس عمومیت دارد. دیگر آن که دامنه تغییر شیو زمینگرایی از حدود $10^{\circ} \text{Ckm}^{-1}$ در بخشهای مرتفع زاگرس چین‌خورده به تدریج تا حدود $30^{\circ} \text{Ckm}^{-1}$ یا بیشتر در سواحل شمالی خلیج فارس افزایش می‌یابد و در داخل خلیج فارس مقدار آن حتی بیشتر هم می‌شود.

بیرون از میدانهای نفتی جنوب، اندازه‌گیری شارگرما و یا شیو زمینگرایی در چاههای اکتشافی زغالسنگ و به تعداد

آن است که دما با عمق زیاد می‌شود ولی شارش در جهت کاهش دما صورت می‌گیرد، به عبارت دیگر q و kVT از لحاظ جهت متضاد است. شارگرما به طور مستقیم اندازه‌گیری نمی‌شود و برای به دست آوردن آن نیاز به محاسبه شیو زمینگرایی و اندازه‌گیری ضریب رسانش گرمایی سنگها است. محاسبه دقیق شارگرما در اقیانوس به دلیل برقراری ترازمندی گرمایی ناشی از وجود لایه ضخیم آب، ساده‌تر از انجام آن در خشکی است.

شارگرمای زمین گسترده وسیعی از 20 تا 180 میلی‌وات بر مترمربع دارد و میانگین آن به حدود 60 میلی‌وات بر مترمربع می‌رسد. بیشترین شارگرما مربوط به پشته‌های اقیانوسی و کمترین آن در سپرهای قاره‌ای است (پولاک و همکاران، ۱۹۹۳).

توزیع جغرافیایی داده‌های شارگرمای جهانی یکنواخت نیست ولی بر اساس همین داده‌های کم و بسیار غیر یکنواخت، پولاک و چپمن (۱۹۷۷) نخستین نقشه توزیع شارگرما برای کره زمین را ارائه کردند که با یک شبکه بندی $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ انجام شده است. در این نقشه، براساس فقط دو داده برای ایران و با درون‌یابی و تخمین بر پایه سن پسته، مقدار شارگرما در ایران از 60 تا 70 میلی‌وات بر مترمربع و با افزایش از شمال به جنوب پیش بینی شده است. با فرض یک ضریب رسانش گرمایی میانگین برابر $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ برای سنگهای پوسته بالایی، دامنه شیو زمینگرایی مربوط به مقادیر فوق، بین 27 تا 32 درجه سانتیگراد بر کیلومتر به دست می‌آید.

با توجه به وسعت زیاد ایران و وجود پهنه‌های زمینساختی با سرگذشتهای بسیار متفاوت، بدیهی است که انتظار داشته باشیم مقادیرهای مربوط به شیو زمینگرایی (و شارگرما) تغییرهایی بسیار بیش از حد پیش‌بینی شده در مقیاس جهانی را داشته و به احتمال، روندهای تغییر نیز به مراتب پیچیده‌تر از آن که توسط پولاک و چپمن (۱۹۷۷) نشان داده شده است باشد. بنابراین، هدف این مقاله به دست دادن تصویری بهتر در مورد نحوه تغییر شیو زمینگرایی در ایران و بررسی ارتباط آن با ویژگیهای ژئوفیزیکی و زمین‌شناختی پهنه‌های مختلف زمینساختی است.

از روش کمترین مربعات، خطی که بهترین برازش با مجموعه نقطه‌های داده را دارد رسم می‌شود و شیب این خط عکس شیو زمینگرمایی است (شکل ۱). در ضمن، ضریب همبستگی برای یکایک نمودارها محاسبه شده و به نمایش در آمده است. نتایج اولیه توسط اسماعیلی فرد و همکاران (۱۳۷۶) ارائه شد و نتایج کامل تر و اصلاح شده در این مقاله مورد بحث قرار می‌گیرد. اگر خط بهترین برازش را به طرف سطح زمین (عمق صفر) برون‌یابی کنیم، در نقطه‌ای با محور دما برخورد می‌کند که معرف دمای سطح زمین است. این مقدار، با این فرض موجه که توزیع دما در پوسته بالایی خطی است، قید مهمی در تعیین درستی شیب خط بهترین برازش به حساب می‌آید. به عبارت دیگر، شیب خط فقط در حالتی درست است که مقدار برخوردگاه با مقدار واقعی دمای سطح زمین در آن ناحیه یکسان باشد. البته تندشدن زاویه شیب در سطح زمین ممکن است به طور محلی و بر اثر وجود سیستم‌های گرمایی^۲ کم عمق که محدود به مناطق خردشده گسلی است، رخ دهد. گاهی اعمال تصحیح‌هایی برای جریان آبهای زیرزمینی، اختلالات ناشی از حفاری، انحراف چاه از حالت قائم، تغییرات دمای سطح زمین، توپوگرافی و... ضروری است ولی به دلیل نبود اطلاعات لازم انجام تصحیح‌های مذکور عملی

انگشت شمار در برخی از میدانهای زمینگرمایی آتشفشانی جوان انجام شده است. بدیهی است که در تکمیل مطالعه حاضر، ضروری است که علاوه بر داده‌های مربوط به چاههای نفت و گاز، از سایر داده‌ها نیز استفاده شود تا تصویر بهتری از توزیع شیو زمینگرمایی به دست آید.

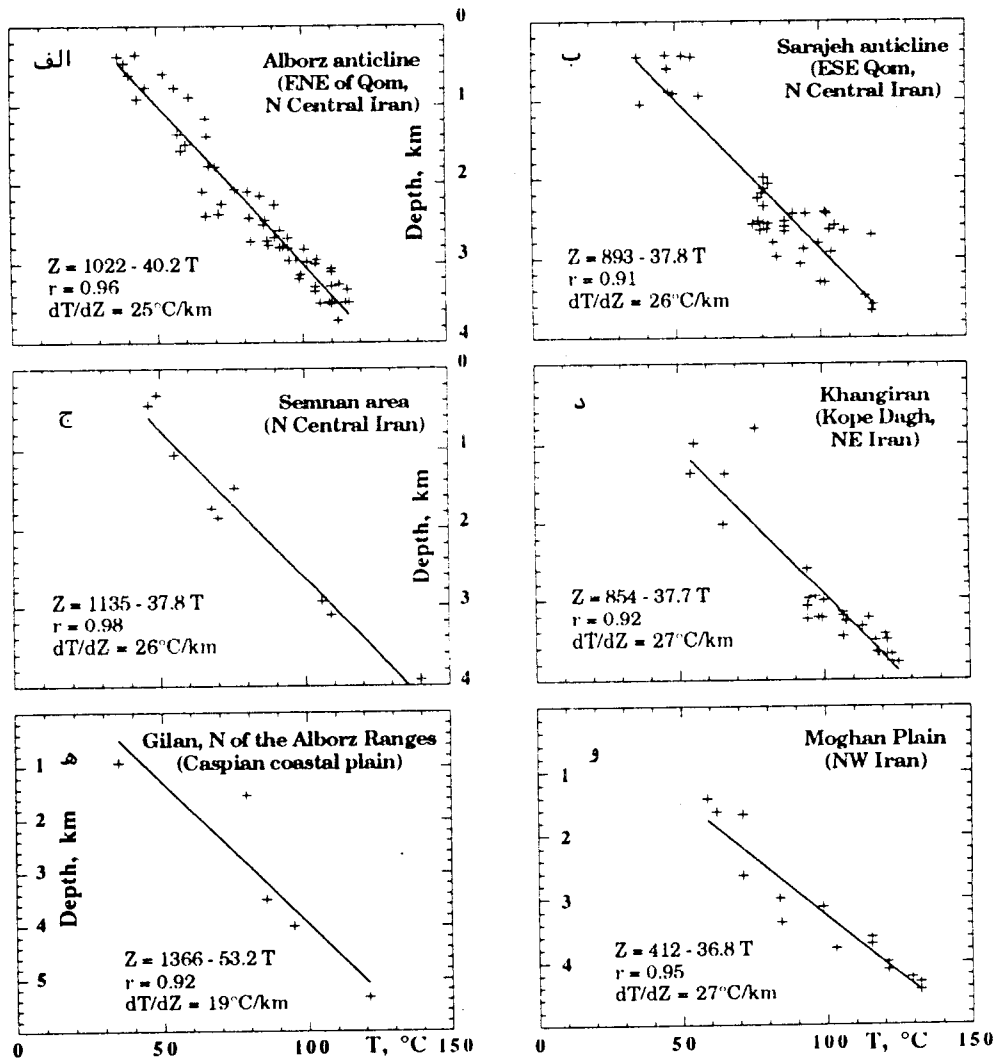
۳ روش کار و نتایج محاسبات

روش معمول برای محاسبه dT/dZ اندازه‌گیری دما در عمقهای مختلف پوسته است. برای این کار چاههای عمیق و معادن ژرف مورد استفاده قرار می‌گیرد. چاههای عمیق در ایران که در آنها دماسنجی شده باشد بیشتر مربوط به اکتشاف و بهره‌برداری نفت و گاز است ولی چاههای اکتشاف زغالسنگ و همچنین چاههای کاوش میدانهای انرژی زمینگرمایی نیز از این لحاظ قابل استفاده است. در این مطالعه، داده‌های عمق - دمای مربوط به بیش از ۱۰۰ چاه شرکت ملی نفت ایران از چاه‌نگاشتهای شولومبرژه استخراج و مورد استفاده قرار گرفت (اسماعیلی فرد، در دست تهیه). برای هر چاه دمای ته چاه (BHT^۱) و عمق مربوط به آن در مراحل مختلف حفاری برداشت شده است. داده‌ها بر روی نمودارهایی که در آن دما محور افقی و عمق محور قائم است آورده می‌شود. با استفاده

جدول ۱ - خلاصه تغییر شیو زمینگرمایی ($^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$) در ایران.

ناحیه، پهنه زمینساختی	این تحقیق	کاستر (۱۹۴۷)	برد (۱۹۷۶)	آوریل (۱۹۷۷)
گیلان، دشت ساحلی خزر	۱۹			
دشت مغان، شمال شرق آذربایجان	۲۷			
خانگیران، کپه داغ	۲۷			
تاق‌دیس البرز، شمال ایران مرکزی	۲۶			
تاق‌دیس سراج، شمال ایران مرکزی	۲۵			
سمنان، شمال ایران مرکزی	۲۶			
مسجد سلیمان، شمال غرب زاگرس چین خورده		۱۰-۲۳		
لب سفید - اهواز، شمال غرب زاگرس			۱۷-۲۲	
خوزستان، شمال غرب زاگرس				۱۱-۲۷
خلیج فارس، غرب خطواره قطر - کازرون				۲۷-۳۱
خلیج فارس، شرق خطواره قطر - کازرون				۲۰-۳۸
فارس - هرمزگان، زاگرس شرقی				۱۱-۳۳

1. bottem-hole temperature
2. hydrothermal



شکل ۱ - نمودارهای دما-عمق برای ۶ ناحیه از ایران واقع در بیرون پهنه زاگرس - خلیج فارس، بر اساس دمای ته چاههای نفت (داده‌های خام از شرکت ملی نفت ایران). خط بهترین برازش به نقاط داده به روش آماری تعیین شده و بر خوردگاه با محور دما در ۵ مورد از نزدیک ۲۰ تا حدود ۳۰ درجه سانتیگراد است که همخوانی آن با دمای سطح زمین (یعنی میانگین سالانه دمای ناحیه) به عنوان یک شرط جنبی مهم در کنترل درستی خط به دست آمده مورد استفاده قرار گرفته است. در مورد دشت مغان، بر خوردگاه با محور X، دمای سطح زمین را حدود ۱۲°C نشان می‌دهد که به نظر کمتر از دمای میانگین سالانه ناحیه است و به احتمال نتیجه گردش آب زیرزمینی و یا اختلالهای ناشی از حفاری است. اطلاعات مندرج در داخل هر نمودار به ترتیب عبارت است از: معادله خط راست برازنده به داده‌ها به روش کمترین مربعات، ضریب همبستگی و شیو زمینگرایی (عکس شیب خط). همانطور که دیده می‌شود ضریب همبستگی از ۰/۹۱ تا ۰/۹۸ و بیانگر کیفیت مطلوب داده‌ها است. محور دما برای همه نمودارها یکسان و هم مقیاس است. الف) تاقدیس البرز، حوضه قم، شمال پهنه ایران مرکزی؛ ب) تاقدیس سروجه، حوضه قم، شمال پهنه ایران مرکزی؛ ج) ناحیه جنوب سمنان، شمال پهنه ایران مرکزی؛ د) میدان گاز خانگیران، پهنه زمینساختی کپه داغ؛ هـ) گیلان، دشت ساحلی خزر، شمال پهنه زمینساختی البرز؛ و) دشت مغان، شمال شرق ناحیه آذربایجان ایران در حاشیه جنوب غربی دریای خزر.

چنین داده‌هایی برای رشته کوه البرز در دست نیست ولی از شواهد دیگر مثل کاهش سرعت امواج لرزه‌ای، میدان گرانی، توزیع ارتفاع و همچنین فعالیت آتشفشانی در کواترنر احتمال می‌دهیم که شیو زمینگرمایی در البرز، بیش از مقدار یادشده برای حاشیه شمالی ایران باشد. نظر به این که چاه نفت در رشته کوه‌های البرز وجود ندارد، آزمون این پیش بینی موکول به پردازش داده‌های دما - عمق مربوط به چاههای زغالسنگ است.

باتوجه به اینکه چاههای نفت در بیشتر قسمتهای ایران مرکزی، منطقه دگرگونی سنندج - سیرجان و زاگرس بلند وجود ندارد، فاصله بزرگی در داده‌های زمینگرمایی ایران به چشم می‌خورد و در نتیجه نحوه تغییر شیو زمینگرمایی از شمال ایران مرکزی به این نواحی در حال حاضر بر ما پوشیده می‌ماند. ولی با توجه به گسترش فعالیت ماگمایی مربوط به نوژن - کواترنر در کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر، احتمال دارد که شیو زمینگرمایی در این منطقه از ایران مرکزی به مقدارهای مربوط به شمال ایران نزدیک باشد.

از طرف دیگر، پژوهشگران بسیاری از جمله کادینسکی - کید و همکاران (۱۹۸۱) نشان داده‌اند سرعت امواج لرزه‌ای در پهنه‌های شمالی ایران به طور قابل ملاحظه کاهش یافته است. به اعتقاد کادینسکی - کید و همکاران (۱۹۸۱)، کاهش سرعت فاز S_n در کپه داغ، دشت ساحلی خزر، کوه‌های البرز، آذربایجان و شمال ایران مرکزی نشانه تأثیر گوشته‌ای با گرمای نابهنجار است که از رویدادی گرمایی در گذشته باقیمانده است. آنان انتشار موثر فاز S_n در جنوب ایران مرکزی را نتیجه سرد شدگی نسبی گوشته بالایی و یا راندگی پوسته قاره‌ای زاگرس به زیر منطقه سنندج - سیرجان و جنوب ایران مرکزی دانسته‌اند. بنابراین بر اساس افزایش سرعت فاز S_n در قسمتهای جنوبی ایران مرکزی احتمال دارد شیو زمینگرمایی در این مناطق نسبت به بخشهای شمالی تر کمتر باشد. این پرسش که کدامیک از دو نتیجه متضاد بالا درست باشد، نیازمند به دست آوردن داده‌های زمینگرمایی جنوب فلات ایران مرکزی است.

شایان توجه است که سرعت نابهنجار در نیمه شمالی ایران

نبوده است. همچنین، در برخی چاهها نبود داده برای بسیاری از عمقها، در این مطالعه محدودیت ایجاد کرده است. با وجود همه این محدودیت‌ها، تلاش شده است تا داده‌های نامطلوب کنار گذاشته شده و نتایج هر چه بهتری بدست آید.

علاوه بر مطالعه انفرادی چاهها، در مورد مجموعه‌ای از چاههای یک ناحیه که دارای ویژگیهای مشترک است یک نمودار کلی رسم شده و شیو زمینگرمایی مربوط به ناحیه نیز محاسبه شده است. این روش، به ویژه هنگامی که مجموعه چاهها بر روی یک ساختار زمینساختی واحد (به عنوان مثال یک تاقدیس بزرگ) قرار دارد، کاملاً قابل توجیه است. شیو زمینگرمایی ناحیه‌ای، علاوه بر نمودارها، در جدول ۱ آورده شده است.

۴ تحلیل نتایج و مقایسه پهنه‌های مختلف زمینساختی ایران

همانگونه که خلاصه داده‌ها در جدول ۱ نشان می‌دهد، شیو زمینگرمایی ناحیه‌ای در شمال و مرکز ایران تا حدودی یکسواخت و نزدیک $25^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ و یا اندکی بیشتر است. شارگرمای همبسته با این مقدار حدود 55 mWm^{-2} است که به شارگرمای ناحیه‌ای پیش‌بینی شده توسط پولاک و چپمن (۱۹۷۷) برای نیمه شمالی ایران نزدیک است. ولی نتایج خلاصه شده در جدول ۱ حاکی از آن است که روند افزایشی پیش‌بینی شده برای کل ایران در جهت شمال به جنوب (پولاک و چپمن، ۱۹۷۷) عمومیت ندارد بلکه در زاگرس درونی مقدار شیو زمینگرمایی به حتی کمتر از $10^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ افت می‌کند ولی دوباره به سمت خلیج فارس به طور چشمگیری افزایش می‌یابد. در اینجا رابطه این تغییرها با سرگذشت زمینساختی پهنه‌های مختلف ایران در پرتو داده‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناختی موجود مورد بحث قرار می‌گیرد.

۱-۴ شمال ایران

در این بررسی از داده‌های دما - عمق مربوط به چاههای نفت و گاز در کپه داغ، دشت ساحلی خزر، دشت مغان و شمال ایران مرکزی استفاده شده و شیو زمینگرمایی حدود $25^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ و یا قدری بیشتر به دست آمده است (شکل ۱).

آمده است که دلالت بر شباهتهای فیزیکی گوشته زاگرس به سپرهای قاره‌ای دارد.

۴-۲-۱ رابطه شیو زمینگرایی و ضخامت پوسته

در زاگرس رابطه بین شارگرما و ضخامت پوسته توسط پژو و هشگران بسیاری مورد بحث قرار گرفته است. در محیطهای اقیانوسی به روشنی معلوم شده است که رابطه‌ای معکوس بین این دو ویژگی وجود دارد و عمومی بودن این نوع رابطه نیز بخوبی نشان داده شده است (جسوپ، ۱۹۹۰). علت این رابطه آن است که سهم پوسته اقیانوسی در تولید گرما اندک است و عمده شار گرمای اقیانوسی از گوشته ناشی می‌شود. در نتیجه، هرچه گوشته در عمق بیشتری باشد گرمای کمتری از طریق پوسته به سطح هدایت می‌شود. اما در محیطهای قاره‌ای رابطه یکنواختی بین شارش گرما و عمق موهو مشاهده نمی‌شود. از آنجا که پرتوهای پوسته قاره‌ای به طور میانگین بیش از ۴۰٪ شارش گرمای سطحی را ایجاد می‌کند باید انتظار داشت که رابطه مستقیم بین شارگرما و ضخامت پوسته مشاهده شود. ولی در بسیاری از مناطق قاره‌ای از جمله اروپای مرکزی و کوههای کارپات عکس آن دیده شده است (چرماک و همکاران، ۱۹۹۱). همانطور که در شکل ۲ دیده می‌شود، شیو زمینگرایی در زاگرس نیز با کاهش ضخامت پوسته افزایش می‌یابد.

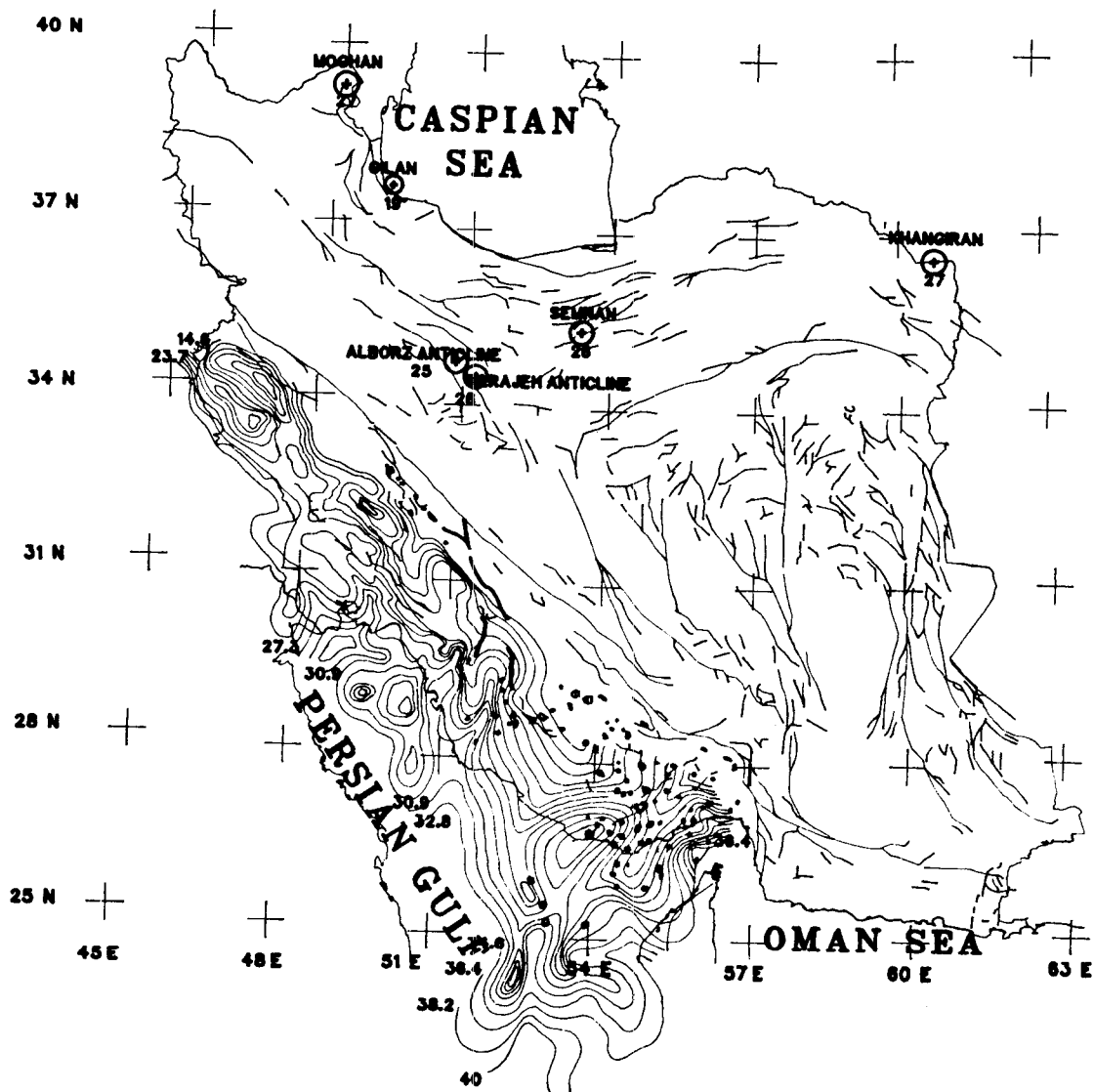
آریل (۱۹۷۷) همخوانی تغییرات شیو زمینگرایی با عمق پی سنگ مغناطیسی زاگرس را قابل توجه دانسته و اشاره کرده است که نواحی با پی سنگ عمیق با شیو کم مشخص می‌شود و برعکس. این رابطه از نظر وی علت و معلولی است چون پی سنگ به عنوان یک منبع تولید گرما عمل می‌کند و دما در پوشش رسوبی از دمای ثابت پی سنگ به عنوان بیشینه تا دمای سطح زمین (که در مطالعه آریل ۲۶/۶°C منظور شده است) تغییر می‌کند و در نتیجه، شیو زمینگرایی در درجه نخست به ضخامت پوشش رسوبی بستگی پیدا می‌کند؛ به فرض آن که در یک پوشش رسوبی ضخیم اختلافهای ناشی از نوع سنگها اثر همدیگر را خنثی می‌کند. بدیهی است که در این تعبیر، توان ناچیزی برای گرمایی هسته‌ای پوشش رسوبی در نظر گرفته

فقط به زیر موهو محدود نیست بلکه موهان و رای (۱۹۹۵) با برش نگاری لرزه‌ای سه بعدی نشان داده‌اند که در گوشته فلات ایران مرکزی بین عمقهای ۲۰۰ تا ۴۵۰ کیلومتر، بیهنجاری سرعت کم بارزی وجود دارد که مقدار آن نسبت به نواحی مجاور (زاگرس، لوت و هندوکش) ۲ تا ۴ درصد کمتر است.

۴-۲ زاگرس و خلیج فارس

زاگرس چین خورده و خلیج فارس به لحاظ در برداشتن بیشترین چاههای نفت و گاز کاملترین داده‌های زمینگرایی ایران را دارد. زیاد بودن تعداد چاهها این امکان را فراهم آورده است که آریل (۱۹۷۶ و ۱۹۷۷) نقشه توزیع شیو زمینگرایی این مناطق را برای شرکت سابق خدمات نفتی ایران (اسکو) تهیه کند (شکل ۲). همانطور که در این شکل دیده می‌شود، گسترش پربندهای شیو زمینگرایی از روند ساختاری زاگرس پیروی می‌کند. اگر چه برد (۱۹۷۶) وجود چنین رابطه‌ای را برای خوزستان مطرح کرده بود ولی نقشه آریل (۱۹۷۷) نشان می‌دهد که این نتیجه گیری برای همه زاگرس صدق می‌کند. شیو زمینگرایی در بخشهای مرتفع زاگرس چین خورده از مقدارهای کمتر از $10^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ شروع می‌شود و در سواحل شمالی خلیج فارس در بسیاری نقاط به $30^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ افزایش می‌یابد. این روند افزایشی در داخل خلیج فارس و به سمت امارات متحده عربی ادامه می‌یابد و مقدار آن در ابوظبی به $40^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ نیز می‌رسد.

برد (۱۹۷۶) معتقد است که شارگرما در خوزستان به مقادیر شاخص سپرهای قاره‌ای نزدیک است. نظر به این که شیو زمینگرایی همبسته با شارگرمایی اندازه گیری شده برای خوزستان در بخشهای شمالی زاگرس چین خورده عمومیت دارد، پس باید نتیجه گرفت که زاگرس چین خورده از این لحاظ با سپرهای قاره‌ای قابل مقایسه است. این نتیجه گیری عجیب نیست زیرا از طرفی پی سنگ متبلور زاگرس شباهتهایی به سپر عربستان دارد و از طرف دیگر سرعت فاز Pn در زیر زاگرس (گیزه و همکاران، ۱۹۸۴) و سپر عربستان (مونی و همکاران، ۱۹۸۵) مشابه و برابر $8/3 \text{ kms}^{-1}$ به دست



شکل ۲- نمایش داده‌های زمینگرمایی ایران. نحوه توزیع شیو زمینگرمایی در زاگرس و خلیج فارس بر اساس داده‌های آربل (۱۹۷۶ و ۱۹۷۷) است. همانگونه که دیده می‌شود پربندهای شیو زمینگرمایی در عین حال که از روند عمومی ساختاری زاگرس پیروی نشان می‌دهد ولی این الگو در طول کمربند کوهزایی یکسان نیست و تموج دارد. در ضمن، روند افزایشی از زاگرس درونی به سمت خلیج فارس آشکار است. قابل توجه است که ضخامت پوسته در همین جهت کاهش می‌یابد. بی‌هنجاریهای گرمایی به ویژه از خطواره قطر - کازرون به سمت شرق بارزتر است و علت آنها در درجه نخست وجود گندهای نمکی است (برای شرح بیشتر به متن مراجعه شود). گندهای نمکی آشکار زاگرس بارنگ سیاه و گندهای نمکی پنهان بارنگ خاکستری مشخص شده‌است. عددهای داخل نقشه، شیو زمینگرمایی بر حسب درجه سانتیگراد بر کیلومتر است.

نمک و سایر کانیهای تبخیری در مقایسه با کانیهای دیگر رسانای خیلی موثرتری برای گرما است و در نتیجه، وجود گنبد های نمکی سبب اختلال در میدان گرمایی می شود. به عنوان مثال، گالوشکین و همکاران (۱۹۹۱) نشان داده اند که شارگرم در روی گنبد های نمکی جنوب روسیه در مقایسه با محیط اطراف تا 30 mWm^{-2} افزایش یافته است.

نهشته های بزرگ نمک و سنگهای تبخیری در واحدهای سنگی متعدد در زاگرس وجود دارد که مهمترین آنها سری هرمز است که با ضخامت زیاد (۱ تا ۲ کیلومتر، اسنایدر و بارزنجی، ۱۹۸۶) در پرکامبرین در این حوضه کافتی آن زمان نه نشین شده است. این واحد تبخیری اگر چه در قاعده پوشش رسوبی قرار دارد ولی به صورت گنبد های نمکی نیز واحدهای رسوبی جوانتر را قطع می کند. گنبد های نمکی در محدوده بزرگی از زاگرس میانی - شرقی و شرق خلیج فارس به سطح یا نزدیک سطح زمین رسیده است که حد غربی آن راگسل کازرون و حد شرقی را مرز زاگرس با منطقه مکران مشخص می کند (تالبوت و علوی، ۱۹۹۶). با وجودی که اثر یک گنبد نمکی بر میدان گرما جنبه محلی دارد ولی تمرکز دیابیرها در شرق زاگرس سبب بروز بی هنجاری بزرگ مقیاس در آن ناحیه شده است که در نقشه آربل (۱۹۷۷) دیده می شود (شکل ۲). به نظر می رسد بی هنجاری غربی تر در همان شکل با روندهای گسلی کازرون و منگارک که به عقیده تالبوت و علوی (۱۹۹۶) به ترتیب حد غربی دیابیرسم فعال رادر گذشته و حال نشان می دهد، مرتبط باشد.

گنبد های نمکی زاگرس به دلیل دیگری نیز بر میدان گرمایی اثر می گذارد و آن توان گرمایی هسته ای آنهاست که آربل (۱۹۷۷) به آن اشاره نکرده است و برای نخستین بار در این مقاله مطرح می شود. کانیهای تبخیری از لحاظ ژئوشیمیایی قابلیت تمرکز اورانیوم و تورنیوم را ندارد ولی سری هرمز به علت تشکیل در محیط کافت قاره ای، در بردارنده سنگهای ماگمایی قلیایی و حتی کربناتی است که به غنی بودن از این عناصر به ویژه اورانیوم شناخته می شود (سامانی، ۱۳۶۲). پیش از این، مجموعه کانیهای خاص کربناتیت ها از گنبد های نمکی جنوب ایران گزارش شده (واترز و علوی، ۱۹۷۳) و پرتو زایی نابهنجار گنبد های نمکی

شده است و این فرض موجهی است چون کربناتها یعنی فراوانترین سنگها در پوشش رسوبی زاگرس از K و U، Th، تهیه است.

بودری و بودری (۱۹۸۵) از مطالعه رابطه بین شارگرم و عمق موهو در نواحی مختلف اروپای شرقی و مرکزی نتیجه گرفته اند که وقتی بجای کل پوسته فقط ضخامت پوسته سخت شده (پی سنگ) مورد بررسی قرار گیرد، برای پی سنگ نازک (کمتر از ۳۰ کیلومتر) و عادی (۳۰ تا ۴۰ کیلومتر) رابطه مذکور منفی و برای پی سنگ ضخیم (بیش از ۴۰ کیلومتر) رابطه مثبت است. حال از زاویه نتایج بودری و بودری (۱۹۸۵) به زاگرس نگاه کنیم. با توجه به اینکه زاگرس بر اساس مدل های رایج، فلات قاره پیشین سپر عربستان بوده است بنابراین انتظار می رود که ضخامت پی سنگ از جنوب غرب به شمال شرق کاهش یابد. عمق امروزی موهو در سپر عربستان حدود ۴۰ کیلومتر یا قدری بیشتر است و به طرف خلیج فارس کاهش می یابد. ولی سپس به علت تراکم و ضخیم شدگی پوسته به سمت شمال افزایش می یابد و در زاگرس درونی به بیش از ۵۰ کیلومتر می رسد (سه بر و همکاران، ۱۹۹۷). پس با توجه به این که ضخامت پی سنگ زاگرس چین خورده به طرف خلیج فارس کاهش می یابد و شیو زمینگرایی در همین راستا افزایش نشان می دهد، نتیجه گیری بودری و بودری (۱۹۸۵) برای پی سنگ با ضخامت متوسط تا عادی در مورد نواحی نفت خیر جنوب ایران صدق می کند.

در مورد زاگرس بلند که علیرغم ضخامت زیاد پی سنگ مستلور شیب زمینگرایی کمتری دارد، این توضیح برد (۱۹۷۶) و برد و همکاران (۱۹۷۵) قابل تعمق است که گرم شدگی پرتوزاد در پوسته نیاز به گذشت زمان دراز از توقف راندگی قاره ای دارد در حالی که این رخداد به تازگی در این رشته کوه انجام شده است.

۲-۲-۴ بی هنجاریهای گرمایی در زاگرس

پربندهای شیو زمینگرایی اگر چه به طور تقریب موازی روند ساختار زاگرس کشیده شده است ولی در طول رشته کوه انحرافهای بارزی از این وضعیت عمومی وجود دارد که عامل اصلی این بی هنجاریها وجود توده های نمک است.

واحدهای سنگی مربوط به دوران میانه‌زیستی و به طور عمده از سازند شمشک و یا واحدهای آهکی و شیلی زیر یا روی آن باشد (مستوفی و گانسر، ۱۹۵۷). باید توجه داشت که بر اساس شیو زمینگرمایی $25^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ برای حوضه قم (شکل‌های ۱ الف و ۱ ب؛ جدول ۱)، دماهای ۱۰۰ و 150°C را می‌توان به ترتیب در عمق‌های ۳ و ۵ کیلومتر انتظار داشت. در نتیجه، چون طبق مقاطع زمین شناسی مستوفی و گانسر (۱۹۵۷) ضخامت قابل توجهی از سازند دریایی قم در این عمق‌ها قرار دارد پس تشکیل، مهاجرت و ذخیره شدن هیدروکربن می‌تواند در همین واحدهای انجام شده باشد.

در زاگرس و خلیج فارس به لحاظ ضخامت بسیار زیاد رسوبهای فلات قاره و وجود افقهای متعدد غنی از مواد آلی در ترازهای مختلف ستون چینه‌ای این ناحیه، حالت‌های متعدد انطباق سنگ منشاء هیدروکربن با دماهای پخت متفاوت می‌تواند وجود داشته باشد و در نتیجه، در میدانهای نفتی کم‌عمق به احتمال در عمق زیاد ذخیره‌های گازی بزرگ نیز وجود دارد. ناحیه شرق خطواره قطر - کازرون که حیطه نفوذ گندهای نمکی است، همانطور که در بخش پیشین همین مقاله بحث شد از شیو زمینگرمایی بالا برخوردار است و بر این اساس انتظار می‌رود ذخیره‌های نفتی در عمق کم و با گسترش عمقی محدود یافت شود و هیدروکربنهای گازی در گستره عمقی وسیعی وجود داشته باشد. در حالی که در غرب خطواره قطر - کازرون گسترش عمقی هیدروکربنهای مایع باید بیشتر باشد.

۴-۴ مقایسه البرز و زاگرس

میانگین ارتفاعی رشته کوه‌های البرز و زاگرس به یکدیگر نزدیک ولی مقدارهای بی‌هنجاری بوگه در بخش‌های مرتفع آنها بسیار متفاوت و به ترتیب ۹۰- تا ۱۲۰- و ۲۰۰- تا ۲۳۰- میلی‌گال است (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۴). مقدارهای منفی نسبتاً کوچک میدان گرانی در البرز حاکی از آن است که پوسته در این رشته کوه نازک است و به عبارت دیگر، ناپیوستگی موهو هیچ قرینگی با نیمرخ ارتفاعی رشته کوه را نشان نمی‌دهد. نخستین نتیجه این مشاهده آن است که رشته کوه البرز از ترازمندی ایزوستاتیک برخوردار نیست و اضافه جبران نشان

مورد توجه سازمان انرژی‌اتمی ایران بوده است. لازم است تولید گرما از طریق واپاشی ایزوتوپهای پرتوزا در گندهای نمکی جنوب ایران مورد بررسی قرار گیرد و نقش آن در افزایش شارگرمای ناحیه‌ای به صورت کمی ارائه شود.

۳-۴ رابطه درجه پختگی هیدروکربن با شیو زمینگرمایی

با افزایش تدفین و پیشرفت دیازن رسوبها، مولکولهای پیچیده آلی بر اثر پخت، هیدروکربنهایی را آزاد می‌کند که چگالی آنها بسته به شدت پخت متفاوت است. به نظر می‌رسد که دما مهمترین عامل پخت باشد ولی مدت زمان و فشار نیز اهمیت دارد. در این فرایند، نفت در دمای ۱۰۰ تا 150°C از کروژن به وجود می‌آید و هیدروکربنهای گازی در دماهای بالاتر از 150°C از کروژن یا شکسته شدن هیدروکربنهای مایع ایجاد می‌شود (حیدری، ۱۹۹۷). به این ترتیب، با دانستن شیو زمینگرمایی در یک میدان نفتی و عمق سنگ منشاء (لایه‌های غنی از مواد آلی)، چگالی هیدروکربنهای ایجاد شده در عمقهای مختلف رامی‌توان حدس زد. در نواحی که شیو زمینگرمایی زیاد است، بدیهی است که اگر نفت وجود داشته باشد، فقط در عمقهای کم باید انتظار آنرا داشت و در ضمن گسترش عمقی مخزن نفت نمی‌تواند زیاد باشد. مخزنهای نفتی عمیق فقط در نواحی با شیو زمینگرمایی پائین پیدا می‌شود و می‌تواند گسترش عمقی قابل ملاحظه‌ای داشته باشد. در اعماقی که دما از 150°C فزونتر باشد، نفت درجا به هیدروکربنهای گازی شکسته می‌شود. این عمق در نواحی مختلف، متفاوت است و به شیو زمینگرمایی بستگی دارد.

در کبه داغ که شیو زمینگرمایی حدود $25^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ به دست آمده است و نوع هیدروکربن به طور عمده گازی است، می‌توان نتیجه گرفت که سنگ منشاء در عمق بیش از حدود ۵ کیلومتر (عمق همبسته با دمای 150°C) قرار دارد.

برخورد به نفت و گاز در حفاریهای حوضه قم در حدود چهل سال پیش بسیار جالب توجه بوده است. اگرچه ذخیره هیدروکربن در سازند قم است و زیر این سازند ضخامت بسیار زیادی از سنگهای تبخیری، آواری اکسید شده و آتشفشانی قرار دارد که از لحاظ هیدروکربن زائی مورد توجه نیست، بسیاری معتقد هستند منشاء این هیدروکربنها از

می‌دهد (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۴).

(۱۹۸۱) به خوبی همخوانی دارد، بلکه باید انتظار داشت که داده‌های زمینگرمایی نیز آنرا تایید کنند. اگر چه داده‌های زمینگرمایی ناحیه‌ای برای رشته کوه‌های البرز به طور خاص هنوز در دست نیست ولی فعالیت‌های ماگمایی وسیع در پلیوسن و کواترنردر نقاط مختلف البرز مرکزی به ویژه غلم‌کوه (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵) و آتشفشان دماوند نیز گواه ذوب بخشی وسیع در گوشته و پوسته در گذشته‌ای نه چندان دور است که آثار آن هنوز به صورت گوشته‌ای با چگالی نابهنجار باقی است.

۵ نتیجه

داده‌های زمینگرمایی به ویژه وقتی با سایر داده‌های ژئوفیزیکی تلفیق می‌شود در تعبیر و تفسیرهای زمینساختی و مطالعه پوسته بسیار مفید واقع می‌شود. مناسب‌تر آن است که این داده‌ها به صورت شارگرما ارائه شود ولی در صورتی که داده‌های رسانش گرمایی سنگها در دست نباشد، از شیو زمینگرمایی نیز استفاده می‌شود که اغلب از دماسنجی درون‌چاهی محاسبه می‌شود. داده‌های زمینگرمایی مورد استفاده در این پژوهش به چاههای نفت و گاز محدود می‌شود و توزیع کلی آنها بسیار ناهمگن است و در جهت تکمیل این پژوهش باید از داده‌های چاههای زغالسنگ نیز استفاده شود. نقشه جهانی توزیع شارگرما نشان می‌دهد که این کمیت در ایران حدود 60 تا 70 mWm^{-2} با روندی افزایشی از شمال به جنوب است. ولی از این پژوهش نتیجه شده است که شارگرما توزیع غیر یکنواخت و پیچیده‌تری دارد.

شیو زمینگرمایی در پهنه‌های شمالی ایران شامل کپه‌داغ، دشت ساحلی خزر، دشت مغان و شمال ایران مرکزی تا حدی یکنواخت است و میانگین آن به 25°Ckm^{-1} می‌رسد. بر اساس شواهدی از جمله بی‌هنجاری بوگه ضعیف نسبت به ارتفاع زیاد این رشته کوه و فعالیت ماگمایی قابل ملاحظه در کواترنر، احتمال آن است که شیو زمینگرمایی در رشته کوه البرز در مقایسه با نواحی مجاور بیشتر باشد ولی این نیاز به تحقیق بیشتر دارد.

بیشترین داده‌های زمینگرمایی ایران مربوط به زاگرس

برای تبیین ارتفاع نابهنجار البرز دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) این احتمال را مطرح کرده‌اند که این رشته کوه از انباشت سفره‌های رورانده نابرجا به وجود آمده باشد. البته علوی (۱۹۹۵) نیز همان مفهوم را در قالب "زمینساخت نازک لایه ۱" برای البرز بکار برده است. اما زمین شناسان اروپایی و دانش آموخته در مکتب زمینساخت آلی که طی نزدیک به دو دهه به بررسیهای گسترده در بخشهای مختلف البرز دست زده‌اند بر چیرگی سفره‌های رورانده در این رشته کوه تاکید نکرده‌اند (برای مثال، کلارک و همکاران، ۱۹۷۵؛ آنلز و همکاران، ۱۹۷۵؛ اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ و گانسر و هوپر، ۱۹۶۲). در مقابل، همگان گسلس معکوس در البرز را از نوع بزرگ زاویه تعبیر کرده‌اند و در نتیجه، زمینساخت البرز با مدل "ستبر بندال" ۲ همخوانی دارد. با این حساب، اضافه جبران ایزوستاتیکی پوسته در البرز با انباشت سفره‌های رورانده قابل تبیین نیست و توضیح دیگری را می‌طلبد.

به عقیده ما توضیح ارتفاع اضافی البرز - به نسبت ضخامت عادی پوسته - در غیر عادی بودن گوشته بالایی زیر این رشته کوه نهفته است. در بخش ۴-۱ اشاره شد که سرعت انتشار موجهای لرزه‌ای در گوشته بالایی مناطق شمالی ایران به طور غیر عادی کم است. بی‌هنجاریهای گرانی و کاهیدگی زیاد موجهای لرزه‌ای به روشنی بر وجود گوشته‌ای کم چگال در زیر البرز دلالت می‌کند. چنانچه خواسته باشیم چگالی زیر البرز را در مقایسه با زاگرس تخمین بزنیم، که گوشته‌ای عادی دارد، می‌توانیم ستون‌هایی از سنگکره این دو ناحیه تا یک عمق مشخص مثل ۱۰۰ کیلومتر را در تعادل ایزوستاتیک بر روی سست‌کره فرض کنیم، بر اساس داده‌های گرانی که برای هر دو رشته کوه موجود است (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۴؛ اسنایدر و بارزنجی، ۱۹۸۶)، و با فرض موجه چگالی عادی $2/3$ برای گوشته زاگرس و چگالی $2/8$ برای پوسته در هر دو ناحیه، چگالی گوشته زیر البرز باید حداقل $0/12$ کمتر از حد عادی باشد تا دو رشته کوه وضعیت هم ارتفاع کنونی را داشته باشد. این استدلال گرانی سنجی نه تنها با نتایج بررسیهای لرزه‌شناختی (به طور مثال، کادینسکی - کید و همکاران،

- زاگرس، کپه‌داغ، البرز، ایران مرکزی و مقایسه آنها. اولین همایش سالانه انجمن زمین شناسی ایران، ۴ تا ۶ شهریور ۱۳۷۶، تهران. ۲۹ - ۳۰ خلاصه مقالات.
- سامانی، ب.، ۱۳۶۲، نقد بر مقاله "نگاهی بر چگونگی عناصر رادیواکتیو و کانی سازی اورانیوم در گنبد های نمکی جنوب ایران". نشریه علمی سازمان انرژی اتمی ایران، شماره ۳، ۹۶-۹۸.
- Alavi, M., 1995, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran: *J. Geodynamics*, 21, 1-33.
- Annells, R.N., Arthurton, R.S., Bazley, R.A., and Davies, R.G., 1975, Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map: *Geol. Survey of Iran*, E3 and E4, 94 p.
- Bird, P., 1976, Thermal and mechanical evolution of continental convergence zones: Zagros and Himalayas: Ph.D. dissertation, Massachusetts Institute of Technology, 423p.
- Bird, P., Toksoz, N., and Sleep, N.H., 1975, Thermal and mechanical models of continent-continent convergence zones: *J. Geophys. Res.*, 80, 4405-4416.
- Bodri, L., and Bodri, B., 1985, On the correlation between heat flow and crustal thickness: *Tectonophysics*, 120, 69-81.
- Cermak, V., Kral, M., Kresl, M., Kubik, J., and Safanda, J., 1991, Heat flow, regional geophysics and lithosphere structure in Czechoslovakia and adjacent part of central Europe: *in* Cermak, V., and Rybach, L., Eds., *Terrestrial heat flow and the lithosphere structure*, Springer Verlag, 395-416.
- Clark, G.C., Davies, R.G., Hamzpour, B., and Jones, C.R., 1975, Explanatory text of the چین خورده و خلیج فارس است. شیو زمینگرایی از شمال به جنوب با کاهش ضخامت پوسته افزایش نشان می‌دهد. هر چند روند عمومی پربندهای شیو زمینگرایی موازی روند اصلی زاگرس یعنی شمال غربی - جنوب شرقی است ولی بی‌هنجاری‌های بزرگ مقیاس در شرق ناحیه زاگرس - خلیج فارس دیده می‌شود. اگرچه گنبد های نمکی به علت رسانش گرمایی موثر نمک عامل مهمی در ایجاد بی‌هنجاری گرمایی است ولی به نظر می‌رسد غنی بودن سری هرمز از اورانیوم سبب شده باشد که گنبد های نمکی به صورت توده های گرمازا نیز عمل کنند.
- البرز و زاگرس، دورشته کوه عمده ایران، از لحاظ ارتفاعی با هم قابل مقایسه است ولی پوسته در زاگرس به مراتب ضخیم تر از البرز است. از طرف دیگر، البرز که به اعتقاد اشتوکلین (۱۹۶۸) از بسیاری جهات شبیه ایران مرکزی و دنباله آن به حساب می‌آید، پوسته ای نازکتر از ایران مرکزی دارد ولی از آن مرتفع تر است. این وضعیت نابهنجار البرز به احتمال نتیجه وجود گوشته ای گرم تر از حد عادی در زیر آن است که اگر چنین باشد باید اثر آن بر میدان گرمایی امروزی البرز دیده شود. بررسیهای بیشتر روی البرز برای آزمون این تعبیر لازم است.
- قدردانی از مسئولان محترم بخش اکتشاف شرکت ملی نفت ایران به ویژه آقای مهندس خراسانی که در رابطه با در اختیار گذاردن داده های خام دمای ته چاه های نفت و گاز بسیار یاری کردند و نیز از آقایان بهزاد اعلایی ماجلان و حمید زندی فر که همکاری موثر داشتند، صمیمانه قدردانی می‌شود.

منابع

اسماعیلی فرد، ص.، (در دست تهیه)، محاسبه شیو زمینگرایی از داده های دمای ته چاه های نفت برای مناطق مختلف ساختاری ایران و کاربرد زمینساختی آن. پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.

اسماعیلی فرد، ص.، حسن زاده، ج. و بیدختی، ع.، ۱۳۷۶، محاسبه گرادیان زمینگرایی در پهنه های زمینساختی

- Iranian Plateaus: *J. Geophys. Res.*, 86, 9377-9396.
- Mohan, G., and Rai, S.S., 1995, Large scale three-dimensional seismic tomography of the Zagros and Pamir-Hindukush regions: *Tectonophysics*, 242, 255-265.
- Mooney, W.D., Getting, M.E., Blank, H.R., and Healy, H., 1985, Saudi Arabian seismic-refraction profile: A travelttime interpretation of crustal and upper mantle structure: *Tectonophysics*, 111, 173-249.
- Mostofi, B., and Gansser, A., 1957, The story behind the 5 Alborz: *Oil and Gas J.*, 55, 78-84.
- Orbel, G., 1976, The geothermal gradient map of S.W. Iran and adjacent areas and its applications: Technical Note No. 2/1976, Oil Service Company of Iran (OSCO).
- Orbel, G., 1977, The revised geothermal gradient map of S.W. Iran and its application: Technical Note No. 19/1977, Oil Service Company of Iran (OSCO).
- Pollack, H.N., and Chapman, D.S., 1977, On the regional variation of heat flow, geotherm, and lithospheric thickness: *Tectonophysics*, 38, 279-296.
- Pollack, H.N., Hurter, S.J., and Johnson, J.R., 1993, Heat flow from the earth's interior: analysis of the global data set: *Reviews of Geophysics*, 31, 267-280.
- Seber, D., Vallve, M., Sandvol, E., Steer, D., and Barzangi, M., 1997, Middle East tectonics: Applications of Geographic Information System (GIS): *GSA Today*, 7, 1-6.
- Snyder, D.B., and Barzangi, M., 1986, Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate Bandar-e-Pahlavi quadrangle map: *Geol. Survey of Iran*, D3, 198 P.
- Coster, H.P., 1947, Terrestrial heat flow in Persia: *Monthly Notices, Royal Astronomical Society, Geophysical Supplement*, 5, 131-145.
- Dehghani, G., and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran: *Neues Jahrb. Geol. Palaontol. Abh.*, 168, 215-229.
- Galushkin, Y.I., Kutas, R.I., and Smirnov, Y.B., 1991, Heat flow and analysis of the thermal structure of the lithosphere in the European part of the USSR: *in* Cermak, V., and Rybach, L., Eds., *Terrestrial heat flow and the lithosphere structure*, Springer-Verlag, 206-237.
- Gansser, A., and Huber, H., 1962, Geological observations in Central Elburz, Iran: *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 42, 583-630.
- Giese, P., Makris, J., Akasheh, B., Rower, P., Letz, H., and Mostaanpour, M., 1984, The crustal structure in southern Iran derived from seismic explosion data: *Neues Jahrb. Geol. Palaontol. Abh.*, 168, 230-243.
- Heydari, E., 1997, The role of burial diagenesis in hydrocarbon destruction and H₂S accumulation, Upper Jurassic Smackover Formation, Black Creek Field, Mississippi: *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 81, 26-45.
- Jessop, A.M., 1990, *Thermal Geophysics*: Elsevier, 306 p.
- Kadinsky-Cade, K., Barzangi, M., Oliver, J., and Isacks, B., 1981, Lateral variations of high-frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and

- future syntaxis across the Zagros: *in* Blundell, D.J., and Davison, I., Eds., Salt tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ. No. 100, 89-109.
- Turcotte, D.L., and Schubert, G., 1982, Applications of continuum physics to geological problems: John Wiley & Sons.
- Watters, W.A., and Alavi, N., 1973, Reported occurrence of carbonatite in southern Iran: in Williams, G.J., Ed., Contribution to the geology of mineral resources in Iran. Geol. Survey of Iran, Rep. No. 21, 57-62.
- beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations: *Tectonics*, 5, 361-373.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review: *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 52, 1229-1258.
- Stocklin, J., 1974, Northern Iran: Alborz Mountains: *in* Spencer, A.M., Ed., Mesozoic-Cenozoic belts, Geol. Soc. of London, Spec. Publ., 4, 212-235.
- Talbot, C.J., and Alavi, M., 1996, The past of a