

# پایش تغییرات حرارتی آتشفشان دماوند بر اساس دورسنجی با تصاویر سنجنده لندست

امیر اسکندری<sup>۱</sup>، صدرالدین امینی<sup>۲</sup> و فریبرز مسعودی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دکتر، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران  
<sup>۲</sup>استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران  
<sup>۳</sup>استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران  
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۵/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۸/۲۷

## چکیده

پایش آتشفشان‌های نیمه فعال مانند آتشفشان دماوند ضروری است. هدف از این پژوهش، ارزیابی تغییرات دمای سطح زمین (LST) بر اساس تصاویر ماهواره لندست در یک بازه زمانی ۲۳ ساله در ناحیه آتشفشان دماوند بوده است. مناطق با ناهنجاری حرارتی و مرتبط با فعالیت زمین گرمایی بر اساس تصاویر روز و شب سنجنده لندست استخراج شده‌اند. مقدار شار حرارتی زمین گرمایی (GHF) در مناطق زمین گرمایی به طور میانگین  $42 \text{ W/m}^2$  (در تصویر روز) و  $20 \text{ W/m}^2$  (در تصویر شب) برآورد می‌شود. مقدار کل GHF تابشی در تمامی مناطق ناهنجاری حرارتی معادل با ۵۰ مگاوات در تصویر شب و ۱۱۹ مگاوات در تصویر روز برآورد می‌شود. نتایج پردازش‌ها در ناحیه دماوند نشان می‌دهد که ناهنجاری‌های حرارتی ارتباط فضایی نزدیکی با گسل‌ها، چشمه‌های آبگرم، لیتولوژی، دگرسانی گرمایی، مناطق با دگرشکلی فعال و مناطق با ناهنجاری شار حرارتی به دست آمده از داده‌های زیرسطحی دارند. از شش تصویر لندست که در فاصله سال‌های ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۱ و در ماه و ساعت یکسانی برداشت شده بودند برای مقایسه تغییرات دمایی استفاده شد. در تصاویر سالهای ۲۰۰۲ و ۲۰۰۷، دماوند فعال تر بوده و افزایش LST در مناطق با ناهنجاری حرارتی دیده می‌شود که در سال ۲۰۰۷ تغییراتی در شیمی چشمه‌ها و فعالیت‌های لرزه ای نیز مشاهده شده است. با توسعه و رفع خطاها، می‌توان از دورسنجی مادون قرمز حرارتی به عنوان روشی کم هزینه همراه با سایر روش‌های تکمیلی، در پایش تغییرات آتشفشان دماوند و سایر آتشفشان‌های کشور بهره گرفت.

**کلیدواژه‌ها:** دورسنجی مادون قرمز حرارتی، آتشفشان دماوند، پایش حرارتی، تصاویر روز و شب لندست.

E-mail: amir.eskandary157@gmail.com

\*نویسنده مسئول: امیر اسکندری

## ۱- پیش‌نوشتار

(Cooper and Kent, 2014) و فوران چنین توده‌هایی بر اثر تریق مذاب غنی از مواد فرار و یا افزایش بیش از ظرفیت فشار درون مخزن بر اثر تبلور تنها به مدت کوتاهی رخ می‌دهد (Stock et al., 2016). بنابراین پایش آتشفشان‌های فعال و حتی خفته در دستور کار مراکز آتشفشان‌شناسی بسیاری از کشورهای دارای سامانه‌های آتشفشانی قرار دارد. روش‌های مختلفی برای پایش آتشفشان‌ها وجود دارد. از جمله ایجاد شبکه لرزه‌نگاری محلی در اطراف آتشفشان، اندازه‌گیری دگرشکلی زمین با استفاده از شبکه‌های GPS یا تصاویر راداری، اندازه‌گیری مستقیم و غیرمستقیم دما و ترکیب گازهای آتشفشانی و چشمه‌های آبگرم، روش‌های دورسنجی و در نهایت مطالعات پترولوژی و ولکانولوژی (Sparks, 2003; Sparks et al., 2012).

یکی از روش‌های به نسبت کم‌هزینه ولی مؤثر در پایش تغییرات آتشفشان‌ها دورسنجی مادون قرمز حرارتی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای است. تصاویر ماهواره لندست به عنوان یکی از ابزارهای مهم در مطالعات دورسنجی و پایش آتشفشان‌ها و بررسی مناطق زمین گرمایی به کار می‌روند (Flynn et al., 2001; Ramsey and Harris, 2013; Ji et al., 2010; Ramsey and Flynn, 2004). ناهنجاری‌های حرارتی آشکار شده بر اساس دورسنجی مادون قرمز حرارتی می‌تواند با فعالیت زمین‌ساختی و مناطق با دگرشکلی فعال در یک ناحیه مرتبط باشد (Eskandari et al., 2015). آتشفشان‌های ایران از منظر پایش تغییرات حرارتی و دورسنجی به خوبی مورد مطالعه قرار نگرفته‌اند. در این پژوهش برای نخستین بار در کشور به این موضوع پرداخته می‌شود.

آنچه که در این پژوهش مد نظر است، مقایسه تغییرات دما در مناطق اطراف آتشفشان دماوند در یک بازه زمانی ۲۳ ساله است. با این حال، پیش از چنین مقایسه‌ای لازم است تا مناطق با ناهنجاری حرارتی مشخص شوند. آنچه که در این مطالعه ارائه می‌شود عبارتست از خلاصه‌ای از نتایج به دست آمده از دورسنجی آتشفشان دماوند و اعتبارسنجی مناطق ناهنجاری حرارتی مرتبط با فعالیت زمین گرمایی با استفاده از داده‌های زمین‌شناسی که در مقاله دیگری منتشر شده است (Eskandari et al., 2015) و بررسی روابط بین ناهنجاری‌های حرارتی با محیط

در حال حاضر ۱۵۰۰ آتشفشان فعال در زمین وجود دارد (Siebert et al., 2011). این آتشفشان‌ها در طول ده هزار سال گذشته دارای حداقل یک فوران بوده‌اند و پیش‌بینی می‌شود که در آینده نیز فوران داشته باشند. آخرین فعالیت سن‌سنجی شده آتشفشان دماوند ۷۳۰۰ سال بوده است (Davidson et al., 2004) که در کنار وجود فعالیت‌های فومرولی در دهانه مخروط فعلی، چشمه‌های آبگرم در حواشی آتشفشان، وجود حداقل دو منطقه کم‌سرعت از لحاظ امواج لرزه‌ای (Mostafanejad et al., 2011; Shomali and Shirzad, 2014) در عمق‌های ۳ تا ۵ و ۷ کیلومتر که با مطالعات زمین‌دماشنجی نیز حمایت می‌شوند (اسکندری، ۱۳۹۵) حاکی از فعال بودن این سامانه آتشفشانی است. همچنین، وجود دگرشکلی فعال در جناح خاوری دماوند (Shirzaei et al., 2011) و ناهنجاری‌های حرارتی سطحی (Eskandari et al., 2015) به همراه تغییراتی که در شیمی چشمه‌های آبگرم و فعالیت‌های لرزه‌ای در برخی سال‌ها ثبت شده است (شمشکی و همکاران، ۱۳۸۵; Zare and Aryamanesh, 2008)، بر لزوم پایش مستمر این سامانه آتشفشانی تأکید می‌کند.

انتخاب مدت زمان ۱۰ هزار سال به عنوان معیاری برای عدم فعالیت یک آتشفشان تا حدودی مهم است. برخی آتشفشان‌ها تا پیش از آخرین فوران خود در یکی دو قرن گذشته، به مدت چند ده هزار سال در مرحله خفتگی به سر می‌برده‌اند؛ مانند سنت‌هلن (Clynne et al., 2008) و مرکز آتشفشانی لاسن (Clynne and Muffler, 2010) در آمریکا. شواهدی وجود دارد که توده‌های ماگمایی خمیر مانند (مذاب+ درصد قابل توجهی از بلورها) به مدت بیش از ۱۰۰ هزار سال پیش از فوران در عمق‌های پوخته‌ای وجود داشته‌اند (Bachmann et al., 2007). بنابراین شناخت توده‌های حاوی مواد مذاب در عمق‌های پوخته‌ای حائز اهمیت است. به علاوه حضور حتی درصد کمی مذاب در یک توده ماگمایی برای اینکه آن را به یک منبع فوران محصولات تبدیل کند، کافی است (Cooper and Kent, 2014). ماگماهای با درصد بالای تبلور که در شرایط نزدیک به سولیدوس در عمق‌های پوخته‌ای ذخیره شده‌اند، قابلیت تحرک مجدد سریع را دارند

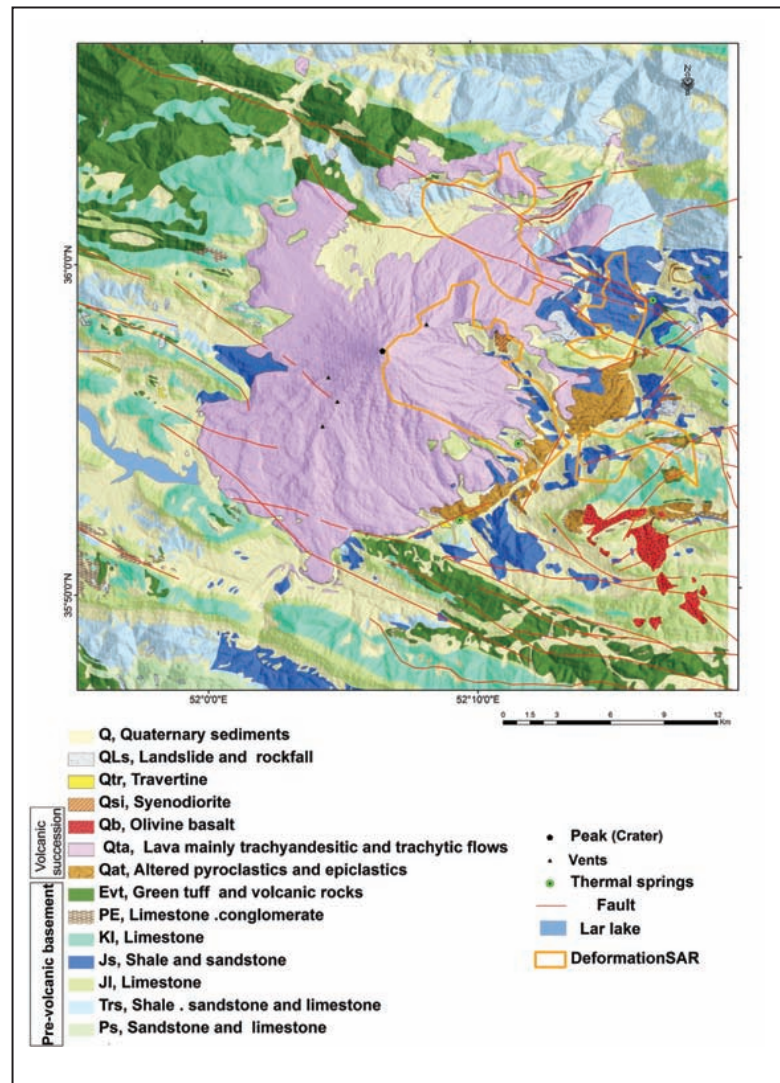
بر اساس نتایج سن سنجی ایزوتوپی (Davidson et al., 2004)، این آتشفشان از ۱/۸ میلیون تا ۷۳۰۰ سال پیش در طی چند فاز فعالیت داشته است. مخروط فعلی دماوند (دماوند جوان) در حدود ۶۰۰ هزار سال پیش و در جنوب دهانه کهن تر و فرسایش یافته با نام دماوند کهن ساخته شده است (Davidson et al., 2004). آتشفشان دماوند به صورت مخروط نامتقارنی است که در قسمت جنوب باختری آن گدازه‌ها گسترش بیشتری دارند (Allenbach, 1966). گسترش گدازه‌ها و مواد آذرآواری در دماوند به حدود ۳۲۰ کیلومتر مربع می‌رسد (محاسبه به وسیله GIS) و حجم محصولات آتشفشانی را ۴۰۰ کیلومتر مکعب (Davidson et al., 2004) ذکر کرده‌اند. عمده فعالیت دماوند از دهانه مرکزی مخروط قدیم و جدید آن بوده است اگر چه چند دهانه جانبی نیز در سمت جنوب باختری و شمال خاوری مخروط مشاهده می‌شوند. مخروط آتشفشانی دماوند بر روی سازندهای قدیمی‌تر از کواترنری قرار دارد که شامل رسوبات سازندهای لار و شمشک و دلیچای به سن مزوزوییک و رسوبات، توف‌ها و گدازه‌های پالئوژن و نئوژن از جمله توف‌های سازند کرج می‌شود (شکل ۱). عمده محصولات آتشفشانی دماوند به صورت گدازه‌های تراکی آندزیتی-تراکییتی هستند و مواد آذرآواری با گسترش کم نظیر پیروکلاست‌ها و اپی‌کلاست‌ها بر روی پی رسوبی این آتشفشان جریان یافته‌اند. گسترش مواد آذرآواری بیشتر در بخش‌های جنوبی و جنوب خاوری منطقه است (شکل ۱). آتشفشان دماوند در ۲۰ کیلومتری شمال گسل فعال مشاء قرار گرفته است. از دیگر گسل‌های موجود و شناخته شده در منطقه دماوند می‌توان به گسل‌های اسک، بایجان، نوا، سفیدآب، شاهان‌دشت و ورارود اشاره کرد.

زمین‌ساختی و دگرشکلی فعال آتشفشان و الگوی تغییرات دمای سطح زمین در یک بازه زمانی ۲۳ ساله که موضوع این پژوهش هستند.

## ۲- زمین‌شناسی عمومی و زمین‌ساخت منطقه

آتشفشان دماوند در بخش میانی رشته کوه‌های البرز مرکزی و در امتداد حاشیه جنوبی دریای خزر قرار دارد. بخش مرکزی رشته کوه البرز به صورت یک ساختار V شکل است که گسل‌ها و چین‌های با روند شمال باختری- جنوب خاوری را در باختر خود از چین‌ها و گسل‌های با روند شمال خاوری- جنوب باختری در خاور خود جدا می‌کند (Berberian, 1976). هم‌اکنون نیز این منطقه تحت تأثیر حرکات زمین‌ساختی است (Allen et al., 2003; Vernant et al., 2004) و تعادل ایزوستازی در منطقه البرز برقرار نشده است (معین‌وزیری، ۱۳۷۷). فعالیت زمین‌ساختی در البرز ناشی از همگرایی خرد صفحه ایران مرکزی به سمت اوراسیا، حرکت حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا و جنبش برشی چپ‌گرد رو به شمال باختر حوضه دریای خزر نسبت به اوراسیاست (Ritz et al., 2006) که تلفیق آنها موجب به وجود آمدن یک رژیم زمین‌ساختی ترافشاری با روند شمال، شمال خاور- جنوب، جنوب باختر در البرز شده است (Vernant et al., 2004; Ritz et al., 2006). تغییر رژیم زمین‌ساختی از ترافشاری به تراکششی فعال با محور کشش باختر، شمال باختری- خاور، جنوب خاوری در بخش میانی البرز مرکزی گزارش شده است (Ritz et al., 2006) که طبق ارزیابی ایشان بین ۱ تا ۱/۵ میلیون سال پیش شروع شده است و با زمان فعالیت آتشفشانی دماوند (۱/۸ میلیون تا ۷۳۰۰ سال؛ Davidson et al., 2004) مطابقت دارد.

شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه آتشفشان دماوند (Eskandari et al., 2015) با اقتباس از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دماوند، شرق تهران و آمل (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۸)، داده‌های صحرائی این مطالعه و (Davidson et al., 2004).



### ۳- روش مطالعه و داده‌های مورد استفاده

در مطالعه پیشین (Eskandari et al., 2015) ۳ تصویر ETM<sup>+</sup> از آرشیو سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS) دریافت شد که شامل یک تصویر برداشت شده در روز (ساعت ده صبح)، یک تصویر برداشت شده در شب (ساعت ۱۱ شب) و یک تصویر برداشت شده در فصل زمستان بودند. علت انتخاب تصویر شب،

حذف و یا حداقل کاهش اثرات تابش خورشیدی و علت انتخاب تصویر زمستان، تفکیک مناطق بدون پوشش برف احتمالاً در ارتباط با ناهنجاری حرارتی بوده است. در این پژوهش نیز از ۶ تصویر TM و ETM<sup>+</sup> با مشخصات جدول ۱ استفاده شده است.

جدول ۱- مشخصات تصاویر لندست مورد استفاده در این پژوهش. شاخص‌های آب‌وهوایی مانند دما، فشار هوا و رطوبت اندازه‌گیری شده در ایستگاه آبدی که در تصحیحات اتمسفری استفاده می‌شوند نیز در جدول ارائه شده است.

Type of imagery	Date of image acquisition	Time (GMT)	Average temperature (°C)	Time (UTC)	Pressure (mb)	Wind (m/s)	
TM	1988-09-19	06:38:35	20	9	762	4	28/6/1367
TM	1998-09-23	06:46:55	22	9	760	0	1/7/1377
ETM <sup>+</sup>	2002-09-10	06:56:02	26	9	759	5	19/6/1381
ETM <sup>+</sup>	2007-09-08	06:57:57	20	9	758	8	17/6/1386
ETM <sup>+</sup>	2009-09-13	06:58:15	23	9	762	5	22/6/1388
ETM <sup>+</sup>	2011-09-03	07:01:27	20	9	759	6	12/6/1390

محاسبه میزان تابش خورشیدی استفاده می‌کند. همچنین نقشه آلیبدو بر اساس ۶ باند انعکاسی لندست تهیه شد (Savage et al., 2010). جهت محاسبه GHF (با واحد W/m<sup>2</sup>) از رابطه تصحیح شده (Savage et al., 2010) به صورت زیر استفاده شد:

$$GHF = RHF - (SR(1 - \alpha_{short})) \quad (2)$$

که short $\alpha$  همان آلیبدو (بدون واحد) است.

برای بازیابی GHF از تصاویر شب، از روش کسر زمینه (Vaughan et al., 2012) استفاده شد. در مرحله بعد با استفاده از عملگر بولین AND مقادیر پیکسلی بالاتر از ۳۰ W/m<sup>2</sup> در تصویر روز و مقادیر پیکسلی بالاتر از ۱۰ W/m<sup>2</sup> در تصویر شب استخراج شدند و به عنوان ناهنجاری‌های حرارتی در نظر گرفته شدند که ممکن است با فعالیت‌های زمین‌گرمایی در ارتباط باشند.

### ۴- نتایج پردازش‌ها

نقشه‌های LST حاصل از تصاویر روز و شب در شکل ۲، نقشه‌های RHF و GHF حاصل از تصویر روز و نقشه SR حاصل از DEM ۳۰ متری برای تاریخی که تصویر روز برداشت شده است در شکل ۳ و نقشه GHF حاصل از تصویر شب در شکل ۴ ارائه شده‌اند.

الگوی LST در تمام سال‌ها تقریباً به‌طور یکسان است. اگر چه مقادیر مطلق دما تا حدودی تغییر می‌کند. میانگین دمای سطح زمین در سال ۱۹۹۸، به ۲۸ و در سال ۲۰۰۲ به ۳۶ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. مقدار بیشینه LST در سال ۲۰۱۱ در کمترین حد (۵۰) و در سال ۲۰۰۲ در بیشترین حد (۵۷) بوده است که بسیار بالاتر از مقادیر اندازه‌گیری شده برای دمای هوا در تاریخ برداشت تصاویر هستند. شایان ذکر است که مقادیر مذکور برآیند دمای ناشی از تابش خورشیدی و دمای هوا به علاوه سایر منابع دمایی هستند و تصحیح نشده‌اند. با این حال با توجه به اینکه دمای هوا در روزهای برداشت تصاویر نسبتاً یکسان بوده و میزان تابش خورشیدی نیز بر اساس محاسبات انجام شده تغییرات اندکی داشته است، تأثیر عوامل فوق بر دمای

علاوه بر تصاویر ماهواره لندست، از داده‌های هواشناسی نزدیک‌ترین ایستگاه هواشناسی به آتشفشان دماوند یعنی ایستگاه آبدی (۲۵ کیلومتری منطقه آتشفشانی)، مدل رقمی ارتفاعی ۳۰ متری منطقه، نقشه‌های زمین‌شناسی و گسل‌ها و نقشه‌های تداخل سنجی راداری InSAR (Shirzaei et al., 2011) جهت تفسیر نتایج استفاده شد. برآورد شاخص‌های RHF، LST و GHF مراحل متعددی دارد (Eskandari et al., 2015). به‌طور خلاصه مراحل اصلی بازیابی دمای سطح زمین در این مطالعه شامل پردازش شامل تصحیح هندسی و محدود کردن تصویر به منطقه مورد مطالعه (Subsetting)، تصحیح رادیومتری (Chander et al., 2009)، تصحیح اتمسفری (Chander and Markham, 2003)، محاسبه توان تشعشعی (Sobrinho and Raissoni, 2000; Sobrinho et al., 2004 and 2008) و بازیابی LST بر اساس الگوریتم تک کانال (Jimenez-Munoz and Sobrinho, 2003) است. توابع اتمسفری مورد نیاز برای بازیابی LST از محاسبه‌گر شاخص‌های تصحیح اتمسفری (ACPC) به دست می‌آیند (Barsi et al., 2003).

بر اساس قانون Stefan-Boltzmann، کل شار حرارتی تابشی (RHF) به صورت پیکسل به پیکسل به صورت معادله ۱ برآورد می‌شود (Mia et al., 2012):

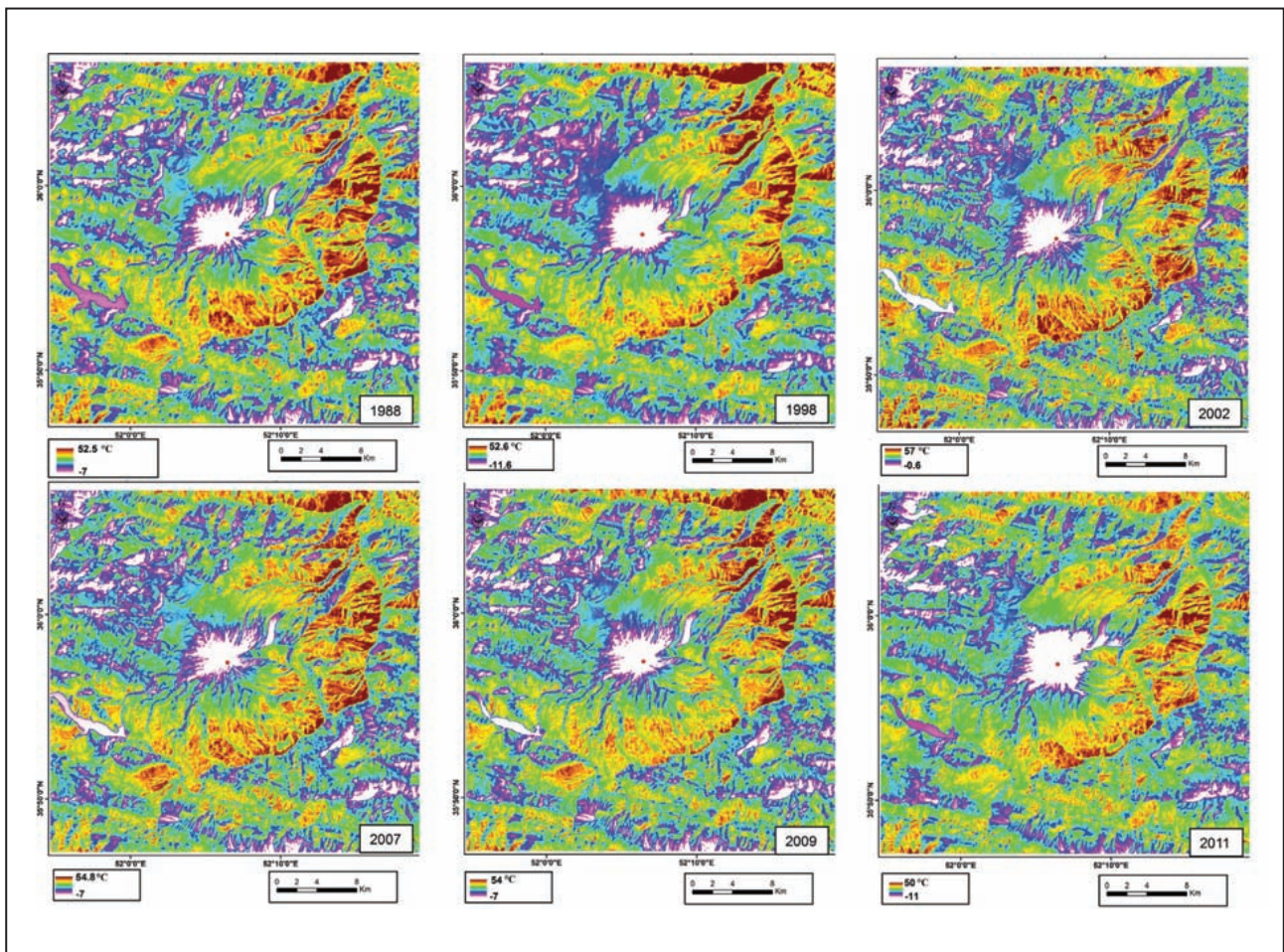
$$RHF = \tau \sigma \varepsilon (T_s^4 - T_a^4) \quad (1)$$

که RHF شار حرارتی (بر حسب W/m<sup>2</sup>)،  $\tau$  قابلیت عبور اتمسفری (بدون بعد)،  $\sigma$  ثابت Stefan-Boltzmann،  $\varepsilon$  توان تشعشعی،  $T_s$  دمای سطح زمین (بر حسب کلوین) و  $T_a$  دمای محیط (بر حسب کلوین) است.

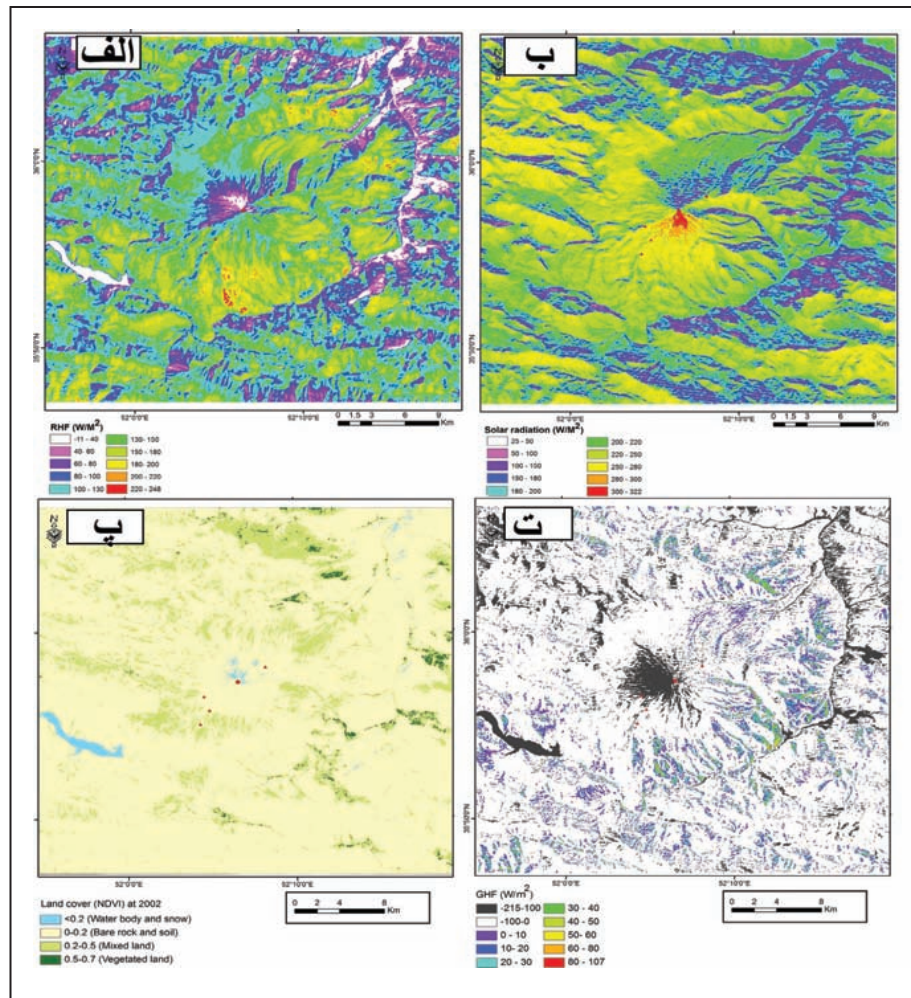
با توجه به اینکه سطح زمین در روز به وسیله تابش خورشیدی (SR) گرم می‌شود، RHF به میزان زیادی تحت تأثیر تابش خورشیدی و آلیبدو (سپیدایی) قرار می‌گیرد (Coolbaugh et al., 2007). بنابراین جهت بازیابی شار حرارتی زمین‌گرمایی (GHF) مقادیر تابش خورشیدی و آلیبدو از مقادیر RHF به دست آمده از تصاویر روز کسر شد. نقشه تابش خورشیدی (SR) بر اساس مدل تابش خورشیدی (Fu and Rich, 2000 and 2002) به دست آمد. این مدل از نقشه‌های DEM برای

داده است. تفاوت بین مقادیر میانگین دمای هوا در تاریخ‌های برداشت تصاویر بسیار اندک و بیشترین افزایش دما در سال ۲۰۰۲ بوده است که نسبت به سال ۱۹۹۸، مقدار افزایش به ۲ درجه سانتی‌گراد رسیده است. این در حالی است که تفاوت دمای سطح زمین در مناطق با ناهنجاری حرارتی به ۲۵ درجه سانتی‌گراد افزایش در سال ۲۰۰۲ رسیده است. مقدار دمای هوا در سال‌های ۱۹۸۸ و ۱۹۹۸ نسبتاً یکسان بوده است. این در حالی است که میانگین کاهش LST به ۵/۵ درجه سانتی‌گراد در سال ۱۹۹۸ رسیده است (در مناطق با ناهنجاری حرارتی). به‌طور کلی همبستگی ضعیف بین مقادیر دمای هوا و تابش خورشیدی با مقادیر LST پیشنهاد می‌دارد که عوامل دیگری بر مقدار LST تأثیر داشته‌اند.

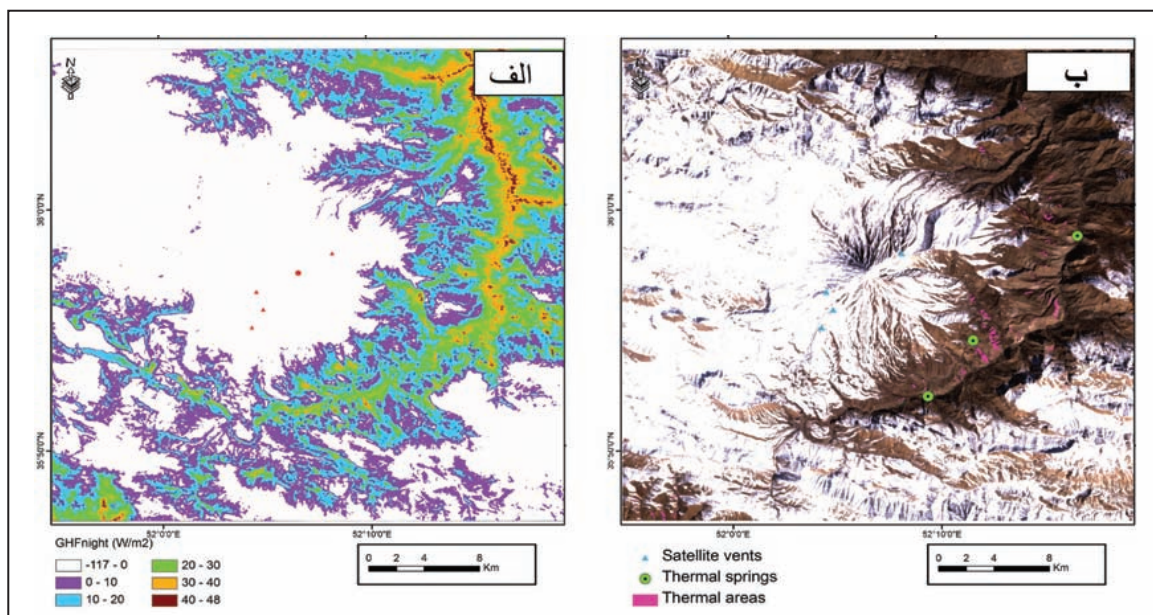
سطح زمین یکسان در نظر گرفته می‌شود. علاوه بر آن، بیشترین مقدار محاسبه شده برای تابش خورشیدی در سال ۲۰۱۱ به ۳۳۰ وات بر متر مربع و در سال ۱۹۹۸ به ۲۹۹ وات بر متر مربع می‌رسد. در حالی که مقادیر LST در سال ۲۰۱۱ کمتر از سال‌های دیگر بوده است. از طرفی، هر ۱۰۰ وات بر متر مربع افزایش میزان تابش خورشیدی منجر به افزایش تنها ۱/۲۱ درجه سانتی‌گراد در دمای سطح زمین می‌شود (Bartlett et al., 2006). تغییرات پوشش گیاهی بر اساس مقادیر NDVI به‌صورت جزئی است و این تغییرات نمی‌تواند به‌عنوان عامل اصلی در تغییرات LST قلمداد شود. در سال ۲۰۰۹، میانگین ۰/۱۷ کاهش در مقدار NDVI ثبت شده است و در سال ۲۰۱۱، افزایش پوشش گیاهی بر اساس افزایش NDVI (میانگین ۰/۱۷) رخ



شکل ۲- نقشه دمای سطح زمین (LST) در ۶ تصویر سنجنده لندست بر گرفته در سال‌های ۱۹۸۸، ۱۹۹۸، ۲۰۰۲، ۲۰۰۷، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۱.



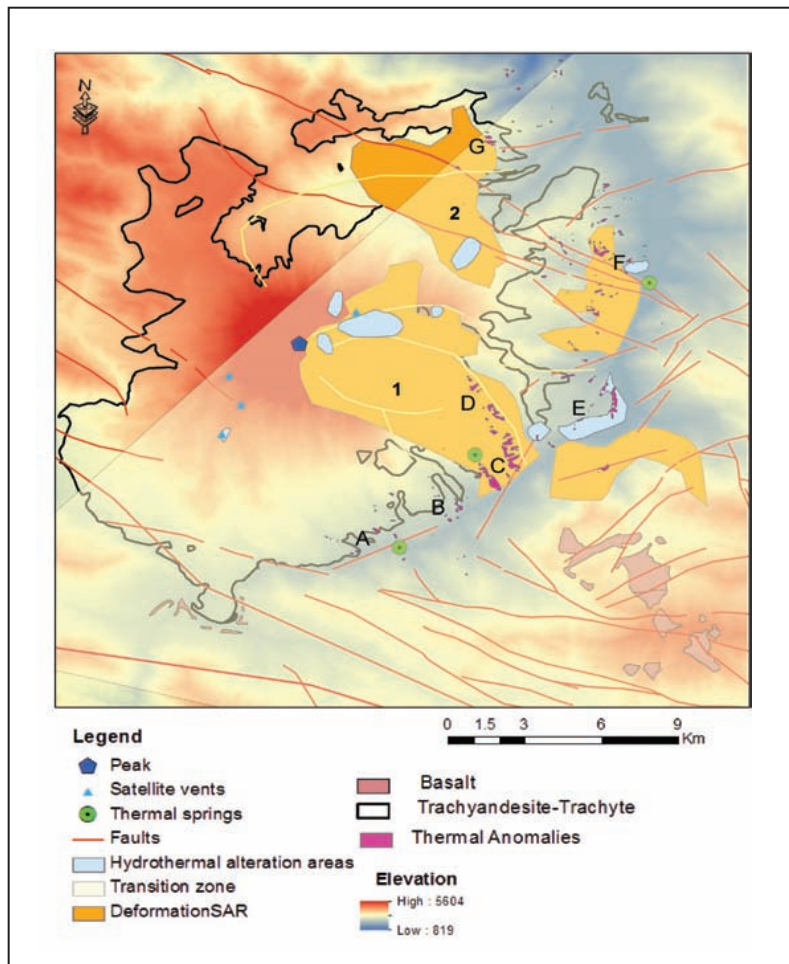
شکل ۳- الف) نقشه RHF به دست آمده از تصویر سال ۲۰۰۲؛ ب) نقشه میزان تابش خورشیدی در روز ۲۰۰۲/۹/۱۰ که با استفاده از مدل هندسی تابش خورشیدی با استفاده از DEM به دست آمده است؛ ج) نقشه پوشش گیاهی زمین بر اساس مقادیر NDVI؛ د) نقشه GHF به دست آمده از تصویر روز (برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود).



شکل ۴- الف) نقشه GHFNight به دست آمده از تصویر شب در منطقه آتشفشان دماوند؛ ب) تصویر با ترکیب باندی واقعی ۳۲۱ به دست آمده از تصویر زمستان منطقه آتشفشان دماوند که مناطق با ناهنجاری حرارتی بر روی آن نمایش داده شده است.

ناهنجاری‌های حرارتی در محدوده مناطق بدون پوشش برف قرار می‌گیرند. در نقشه تلفیق شده GHF حاصل از تصاویر روز و شب، نواحی ناهنجاری حرارتی تفکیک شده‌اند (شکل‌های ۴ و ۵). در نقشه تلفیق شده GHF مقادیر میانگین GHF در مناطق ناهنجاری حرارتی  $42 \text{ W/m}^2$  (در تصویر روز) و  $20 \text{ W/m}^2$  (در تصویر شب) است. مقدار کل GHF تابشی در تمامی مناطق ناهنجاری حرارتی معادل با ۵۰ مگاوات در تصویر شب و ۱۱۹ مگاوات در تصویر روز است. تفاوت این مقادیر می‌تواند ناشی از عوامل مختلف از جمله تفاوت روش‌های محاسبه GHF در تصاویر روز و شب، تأثیرات باقیمانده گرمای خورشیدی در تصویر روز و یا سایر تصحیحات انجام‌نشده باشد. مناطق ناهنجاری حرارتی که از تلفیق نتایج دورسنجی آشکار شده‌اند، دارای مقادیر GHF شبانه بین ۱۰ تا  $41 \text{ W/m}^2$  هستند که با مقادیر مشابه منتشر شده برای آتشفشان‌هایی که در مرحله فعالیت فومارولی هستند مطابقت دارد (Ganas et al., 2010). در مجموع بر اساس نقشه تلفیقی GHF و کلاس‌بندی پیکسل‌های با GHF بالا (شکل ۵)، ناهنجاری‌های حرارتی اصلی در ۷ منطقه اصلی قرار گرفته‌اند. اغلب این مناطق در خاور آتشفشان دماوند متمرکز شده‌اند (مناطق A، B، C، D، E، F و G در شکل ۵). دو منطقه ناهنجاری در شمال خاوری (G) و جنوب خاوری (A) قرار گرفته‌اند.

بر اساس شاخص پوشش گیاهی (NDVI)، ۴ پوشش سطحی زمین تفکیک شدند که شامل زمین‌های بایر (NDVI بین ۰ تا ۰/۲)، توده آب و برف (NDVI کمتر از صفر)، مخلوط زمین بایر و پوشش گیاهی (NDVI بین ۰/۲ تا ۰/۵) و مناطق با پوشش گیاهی بالا (NDVI بالاتر از ۰/۲) هستند (شکل ۳). گرم‌ترین پیکسل‌ها در تصویر روز با نواحی سنگی و پوشش خاک بایر و بخش‌های با کمترین پوشش گیاهی در ارتباط هستند. مقادیر تابش خورشیدی بین ۲۵ تا  $322 \text{ W/m}^2$  هستند و مقادیر آلبدو بین ۰/۰۶ تا ۰/۶۵ تغییر می‌کنند. مقادیر محاسبه شده RHF برای تصویر روز دامنه بین ۶۹- تا  $277 \text{ W/m}^2$  و مقادیر GHF محدوده ۱۰۷ تا  $215 \text{ W/m}^2$  دارند. مقادیر بالای GHF (بالاتر از  $60 \text{ W/m}^2$ ) با هر دو مقادیر بالا ( $207 \text{ W/m}^2$ ) و پایین ( $37 \text{ W/m}^2$ ) مقادیر تابش خورشیدی در ارتباط هستند. این موضوع نشان‌دهنده تأثیر قابل چشم‌پوشی تابش خورشیدی بر مقادیر GHF است. به‌طور کلی همبستگی بسیار ضعیف ( $R^2=0/03$ ) بین مقادیر SR و GHF پیشنهاد می‌کند که عوامل دیگری نیز بر تغییرات دمای سطح زمین و شار حرارتی زمین گرمایی تأثیرگذار هستند. مقادیر LST تصویر شب در محدوده بین ۹- تا ۲۳ درجه سانتی‌گراد و مقادیر GHF دارای دامنه ۱۱۷- تا  $248 \text{ W/m}^2$  هستند. با مقایسه نقشه تلفیق شده GHF حاصل از تصاویر روز و شب با ترکیب بانندی «۳۲۱» تصویر زمستان (شکل ۴) مشخص می‌شود که همه



شکل ۵- نقشه نشان‌دهنده همبستگی بین لایه‌های اطلاعاتی از جمله نواحی با دگرشکلی سریع (نواحی ۱ و ۲ در نقشه)، مناطق دگرسانی و ناهنجاری‌های حرارتی (حروف). رابطه بین ناهنجاری‌های حرارتی، چشمه‌های آبگرم و ساختارهای گسلی و آتشفشانی در اطراف منطقه آتشفشان دماوند. حروف مشخص شده در نقشه، محل ناهنجاری‌های حرارتی عمده را مشخص می‌سازند. ساختارهای آتشفشانی که با استفاده از DEM منطقه ترسیم شده‌اند، ساختارهای محدب- مقعر هستند که از نظر مکانی با ناحیه دگرشکلی فعال و گسترش جناحی آتشفشان در ارتباط هستند. چنین ساختارهایی در سایر آتشفشان‌هایی که دچار دگرشکلی شده‌اند نیز دیده می‌شوند (Cecchi et al., 2005).

## ۵- بحث و تفسیر نتایج

مدل سازی تابش خورشیدی و آلیبدو، همراه با لحاظ نمودن شرایط آب و هوایی و تصحیحات اتمسفری، بسیاری از ناهنجاری های حرارتی غیر مرتبط با فعالیت های زمین گرمایی را از تصاویر دمای سطح حذف می کند. با این وجود، برخی شاخص های دیگر وجود دارند که بایستی در محاسبه GHF مدنظر قرار بگیرند که از جمله آنها تأثیرات غیر مستقیم خورشید، تبادل گرمای تأخیری با جو و جریانات فرارفت حرارتی در زمان بارش و تبخیر هستند (Watson et al., 2008). مدل سازی این شاخص ها بسیار مشکل است و داده های مرتبط با آنها در دسترس نیست. همچنین کالیبراسیون زمینی برای تعیین دقیق تر اثرات تابش خورشید و آلیبدو امری ضروری است (Coolbaugh et al., 2007). بنابراین به نظر می رسد که در برخی نواحی با ناهنجاری حرارتی بالا، مقادیر GHF بالاتر از مقادیر واقعی باشند. استفاده از تصاویر شب، تأثیرات تابش خورشیدی را به حداقل می رساند، اگر چه به نوبه خود دارای مشکلاتی از قبیل ناهنجاری حرارتی توده های آب، پوشش های گیاهی و خاک مرطوب به دلیل ظرفیت حرارتی بالاتر آنهاست (Van Der Meer et al., 2014). به طور مثال ناهنجاری حرارتی دریاچه لار و مناطق با پوشش گیاهی بالا در امتداد رودخانه هراز در تصویر شب آشکار شده اند (شکل ۴) که به دلایل فوق غیر واقعی هستند. تلفیق نقشه های GHF حاصل از تصاویر روز و شب که در بخش قبل توصیف شد، ناهنجاری های حرارتی غیر مرتبط با فعالیت زمین گرمایی را حذف می کند. با این حال، مقایسه بین داده های زمین شناسی و نتایج دورسنجی مادون قرمز حرارتی جهت تشخیص بهتر مناطق زمین گرمایی ضروری است.

### ۵-۱. اعتبار سنجی مناطق با ناهنجاری حرارتی

در نواحی با شار حرارتی بالای پوسته، مظاهر سطحی سامانه های زمین گرمایی مانند چشمه های آبگرم، فومارول ها، زمین های گرم و دگرسانی گرمایی و کانی سازی های مرتبط نمود پیدا می کنند (Haselwimmer and Prakash, 2013). بدین منظور از تحلیل های مجاورت فضایی (Proximity Analyses) برای بیان کمی روابط فضایی بین ناهنجاری های حرارتی حاصل از دورسنجی با مظاهر سطحی فعالیت زمین گرمایی و اعتبار سنجی مقادیر بالای GHF استفاده شد (Eskandari et al., 2015). بر اساس این روش ها، فاصله بین هر ناهنجاری حرارتی با نزدیک ترین ویژگی های زمین شناسی مهم در منطقه آتشفشان تعیین شدند.

در منطقه آتشفشان دماوند، چشمه های آبگرم متعددی با دمای بین ۲۵ تا ۶۲ درجه سانتی گراد رخنمون دارند که مرتبط با منشأ گرمایی کم عمق هستند (Ghazban, 2000). این چشمه های آبگرم در نزدیکی روستاهای آبگرم لاریجان، اسک و بایجان قرار دارند (شکل های ۴ و ۵). همچنین چند دهانه کوچک خروج فومارول ها در نزدیکی دهانه (حاشیه جنوبی کراتر فعلی دماوند) وجود دارند که گازهای غنی از  $SO_2$  با دمای بالا از آنها خارج می شود. اگر چه کوچک بودن این دهانه ها به گونه ای است که با توجه به وضوح مکانی باندهای مادون قرمز حرارتی ماهواره لندست قابل تشخیص نیستند. تحلیل مجاورت، ارتباط مکانی نزدیکی بین ناهنجاری های حرارتی سطحی و چشمه های آبگرم نشان می دهد. به طور کلی ۲۰ درصد از ناهنجاری های حرارتی در فاصله کمتر از ۲ کیلومتری (بین ۵۰۰ تا ۱۹۹۱ متری) و ۷۰ درصد از ناهنجاری ها در فاصله کمتر از ۵ کیلومتری چشمه های آبگرم قرار دارند.

اغلب ناهنجاری های حرارتی بر روی جریان های گدازه تراکت- تراکی آندزیتی و پیروکلاستیک های دگرسان شده قرار گرفته اند. بخشی از ناهنجاری ها نیز بر روی شیل و ماسه سنگ های سازند شمشک واقع شده اند. همبستگی بین محصولات آتشفشانی دماوند با ناهنجاری های حرارتی، رابطه این ناهنجاری ها را با فعالیت های زمین گرمایی پیشنهاد می کند. یکی از شاخص های فعالیت زمین گرمایی وجود مناطق دگرسانی قدیمی است. همسایگی ناهنجاری های حرارتی با مناطق دگرسان شده و محصولات آتشفشانی نقش سامانه های زمین گرمایی را تأیید می کند (شکل ۵). همچنین از آنجایی که سازند شمشک به عنوان سنگ پوشش مخزن زمین گرمایی

دماوند معرفی شده است (ENEL, 1978)، وجود شکستگی و گسل در این سازند می توانسته است موجب راهیابی سیالات گرم شده به سطوح کم عمق تر و یا بروز به صورت چشمه آبگرم (در منطقه بایجان) شود. اغلب ناهنجاری های حرارتی آشکار شده در دورسنجی در امتداد دره هراز و در نزدیکی اشکال ساختاری از جمله گسل بایجان قرار گرفته اند (مناطق C+E، B و F در شکل ۵). می توان رابطه مکانی نزدیک بین این سیستم گسلی و سایر گسل های منطقه با ناهنجاری های حرارتی در نقشه (شکل ۵) مشاهده کرد. وجود این اشکال زمین ساختی می تواند موجب افزایش نفوذپذیری و جریان سیال در منطقه دماوند شود. بنابراین گرمای مخزن زمین گرمایی می تواند از طریق سیالات به سطح راه یافته و به صورت ناهنجاری حرارتی آشکار شود. رابطه مکانی نزدیک بین ناهنجاری های حرارتی با ویژگی های ساختاری بر اساس روابط فاصله ای محرز است. به گونه ای که ۷۵ درصد از ناهنجاری های حرارتی در فاصله کمتر از ۲ کیلومتری (بین ۰ تا ۱۸۰۰ متری) گسل ها قرار دارند.

### ۵-۲. منشأ گرمای سطحی

تشخیص منبع حرارتی و مجاری گردش حرارت برای تعیین مناطق زمین گرمایی ضروری است (Qin et al., 2011). پیمایش های مگنتوتلوریک (ENEL, 1978) بیانگر وجود یک توده داغ و با مقاومت کم در عمق ۵ تا ۱۰ کیلومتری زیر مخروط جوان دماوند است. به علاوه، بر اساس مدل سه بعدی سرعت امواج P در پوسته فوقانی پیشنهاد شده است که یک ناحیه کم سرعت در عمق ۷ کیلومتری در زیر مخروط جوان دماوند وجود دارد که می تواند به عنوان یک مخزن حاوی مذاب تفسیر شود (Mostafanejad et al., 2011).

بر اساس مدل سرعت امواج برشی، یک منطقه کم سرعت در محدوده عمقی بین ۳ تا ۴/۵ کیلومتر به عنوان مخزن حاوی مذاب در زیر مخروط آتشفشانی دماوند گزارش شده است (Shomali and Shirzad, 2014). بر اساس اندازه گیری های GPS، Yazdanparast and Vosoghi (2013) پیشنهاد کرده اند که یک مخزن ماگمایی سیل مانند با شعاع ۰/۵ کیلومتر در عمق ۳ کیلومتر و با تغییرات فشار ۳ مگاپاسکال می تواند دگرشکلی منطقه آتشفشان دماوند را توجیه کند. در مجموع و بر اساس روش های ژئوفیزیکی دو توده داغ در عمق های ۳ تا ۵ کیلومتر و ۷ تا ۸ کیلومتر در زیر مخروط فعلی آتشفشان دماوند وجود دارند که می توانند حاوی مذاب باشند و به عنوان مخزن ماگمایی کم عمق در نظر گرفته شوند. این برآوردهای عمقی از مخازن ماگمایی با نتایج دما- فشارسنجی و شبیه سازی تبلور مینی بر فشار تبلور کانی های کینوپیروکسن، فلدسپار و فلوگوپیت در دو محدوده فشار ۳ تا ۴ و ۰/۵ تا ۱ کیلوپا مطابق دارند (اسکندری، ۱۳۹۵). با توجه به اینکه تنها ۷۳۰۰ سال از آخرین فعالیت فورانی دماوند می گذرد (Davidson et al., 2004) وجود چنین توده های حاوی مواد مذاب در عمق کم در زیر آتشفشان دماوند دور از ذهن نیست.

### ۵-۳. اندازه گیری صحرائی

کالیبراسیون زمینی نتایج دورسنجی مادون قرمز حرارتی نیاز به دستگاه ها و ابزارهای پیشرفته و گران قیمت دارد که در دسترس نیستند. با این حال جهت بررسی اولیه صحت ناهنجاری های حرارتی اقدام به بازدید صحرائی و اندازه گیری دمای سطح خاک با استفاده از دماسنج مخصوص شد (شکل ۶). اندازه گیری در یک منطقه با ناهنجاری حرارتی و یک منطقه بدون ناهنجاری حرارتی انجام شد. اندازه گیری دما بین ساعت ۸ تا ۱۰ صبح انجام شد تا تأثیر تابش خورشید کمتر باشد. اندازه گیری ها در منطقه ناهنجاری حرارتی (در نزدیکی چشمه های آبگرم لاریجان) حاکی از اختلاف حدود ۲۰ درجه سانتی گراد بین دمای هوا و دمای سطح خاک (عمق حدود ۲۰ سانتی متری) بود. ولی در منطقه فاقد ناهنجاری حرارتی این اختلاف دما به حداکثر ۸ درجه سانتی گراد می رسید. یکی از دلایل این موضوع را می توان به وجود منبع گرمایی در زیر زمین و یا گردش سیالات در افق های سطحی منطقه نسبت داد.



شکل ۶- تصاویری از اندازه‌گیری مستقیم دمای سطح خاک (تا عمق حدود ۲۰ سانتی‌متر).

#### ۵-۴. ارتباط ناهنجاری حرارتی با تغییرات دگرشکلی

نتایج تحلیل‌های انجام شده نشان می‌دهد که ناهنجاری‌های حرارتی سطحی در اطراف آتشفشان دماوند را می‌توان به فعالیت زمین‌گرایی/گرمایی ارتباط داد و گسل‌های منطقه به‌عنوان مجراهای انتقال گرما به سطح عمل می‌کنند. در حدود ۲۰ درصد از ناهنجاری‌های حرارتی در گوشه جنوب باختری منطقه مطالعاتی دور از شاخص‌های سطحی فعالیت زمین‌گرایی هستند. ماهیت این ناهنجاری‌ها مشخص نیست و به دلایل گفته شده نمی‌توان آنها را به‌طور قطع به منبع زمین‌گرایی نسبت داد.

نکته قابل توجه دیگر در نقشه‌های GHF و LST الگوی کماتی شکل ناهنجاری حرارتی و تمرکز ناهنجاری‌ها در بخش خاوری آتشفشان است. این الگو را می‌توان به دگرشکلی آتشفشان دماوند ارتباط داد. (Shirzaei et al., 2011) بر اساس تعیین سری‌های زمانی دگرشکلی حاصل از اندازه‌گیری‌های راداری InSAR، بین سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۸، نشان دادند که دماوند به‌طور فعال در حال دگرشکلی است. ایشان این دگرشکلی را به ناپایداری ثقیل آرام و بلندمدت آتشفشان نسبت دادند که احتمالاً به شکل گسترش جانبی بروز می‌یابد. الگوی دگرشکلی در هر جبهه نیز به‌صورت یکنواخت نیست. بیشترین نرخ دگرشکلی به سمت خاور در جنوب پرتگاه توپوگرافی واقع در جبهه خاوری (دره گزنه) اندازه‌گیری شده است (شماره ۱ در شکل ۵). در این منطقه ناهنجاری حرارتی نیز دیده می‌شود. منطقه دیگر با نرخ دگرشکلی بالا که با شماره ۲ در شکل مشخص شده به فعالیت مجدد گسل‌های محلی نسبت داده شده است (Shirzaei et al., 2011). همان‌طور که در نقشه نشان داده شده است این منطقه با سیستم گسلی بایجان همپوشانی دارد و یکی از ناهنجاری‌های حرارتی نیز در این منطقه واقع شده است که به‌خوبی ارتباط این ۳ عنصر یعنی گسل، دگرشکلی و ناهنجاری حرارتی آشکار می‌شود. تحلیل آماری حاکی از این است که ۳۰ درصد از مناطق با ناهنجاری حرارتی با مناطق دگرشکلی فعال همپوشانی دارند و ۴۰ درصد از ناهنجاری‌ها در فاصله بین ۲۰۰ تا ۱۷۵۰ متری از مناطق مذکور قرار گرفته‌اند. در مطالعه مشابهی (Vajedian et al., 2015)، دگرشکلی فعال در ناحیه آتشفشان بر اساس تصاویر راداری بین سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۰ تأیید شده است، با این تفاوت که

در مطالعه اخیر پیشنهاد شده است که آتشفشان دماوند با نرخ ۳ میلی‌متر در سال در حال بالاآمدگی (Uplift) است، در حالی که (Shirzaei et al., 2011) دگرشکلی در مرکز آتشفشان را به‌صورت فرونشست (Subsidence) اعلام کرده‌اند. به هر صورت دگرشکلی و گسترش جانبی آتشفشان به سمت خاور با شواهد زمین‌شناسی که در ادامه ذکر می‌شود تأیید می‌شود. ولی در مورد بالاآمدگی یا فرونشست آتشفشان به نظر می‌رسد که به مطالعات بیشتر و به ویژه نصب ایستگاه‌های GPS محلی در اطراف آتشفشان نیاز است.

دگرشکلی نامتقارن می‌تواند ناشی از عواملی مانند اختلاف توپوگرافی یا پی‌سنگ با مقاومت پایین یا هسته آتشفشانی ضعیف ناشی از دگرسانی (Cecchi et al., 2005) باشد. با توجه به وجود مخزن ماگمایی در عمق کم در زیر مخروط فعلی دماوند و تمرکز ناهنجاری‌های حرارتی و مناطق دگرسان در خاور آتشفشان و در مناطق با دگرشکلی فعال پیشنهاد شده است (Eskandari et al., 2015) که دگرشکلی در آتشفشان دماوند نیز به‌واسطه وجود سنگ‌های دگرسان و با مقاومت کم در هسته آتشفشان دماوند تقویت می‌شود. این فرضیه با وجود نهشته‌های بهمن‌واریزه که غنی از محصولات آتشفشانی با دگرسانی گرمایی هستند حمایت می‌شود. این نهشته‌ها بر اثر فروریزش بخشی از هسته آتشفشان دماوند (مخروط قدیمی) به وجود آمده‌اند و در امتداد دره رود هراز رخنمون دارند (Davidson et al., 2004) و بیانگر تاریخچه دگرشکلی‌های پیشین این منطقه آتشفشانی هستند.

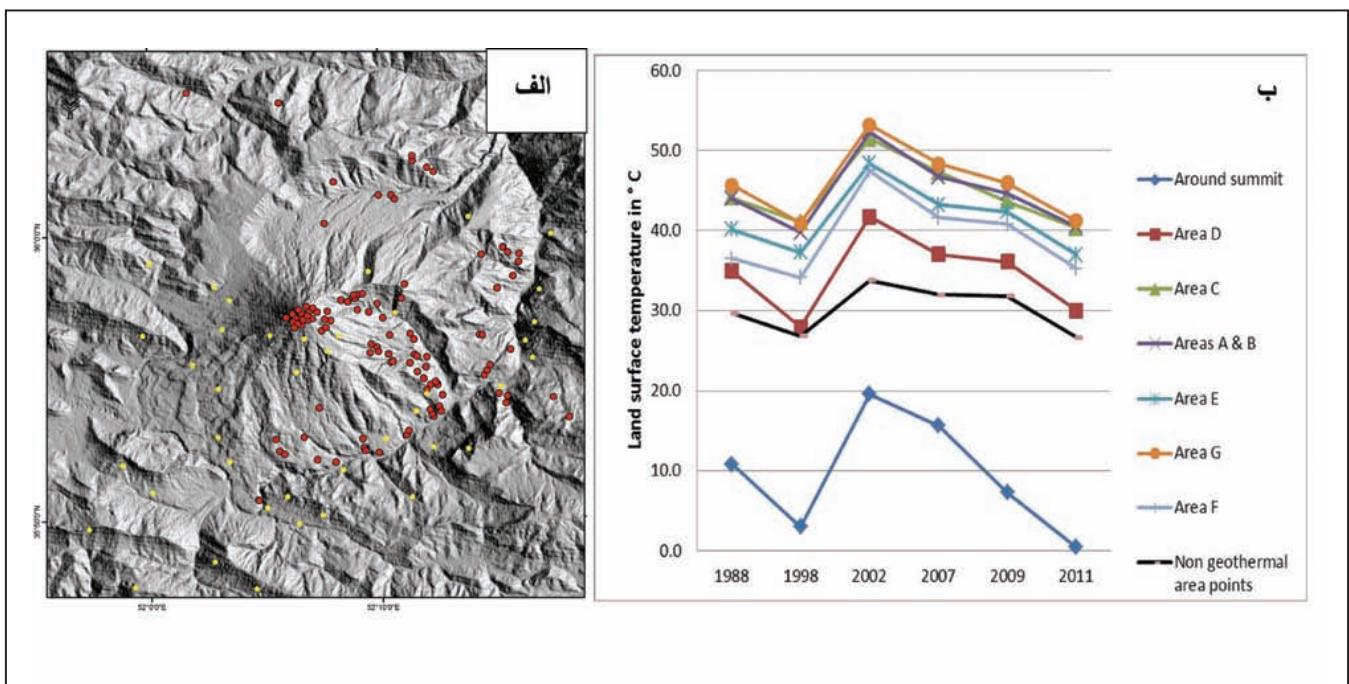
#### ۵-۵. تغییرات دمایی منطقه آتشفشان دماوند بین سال‌های ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۱ (۱۳۶۷ تا ۱۳۹۰)

تغییرات دمای سطح زمین بر اساس تصاویر ماهواره‌ای برداشت شده در فاصله سال‌های ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۱ بررسی شد. البته این بررسی به‌صورت اولیه است و جهت پایش بهتر آتشفشان نیاز به روش‌ها و ابزارهای دیگری جهت تصحیحات دما و شرایط زمین وجود دارد. کلیه تصاویر از یک ماه معین و با فاصله کوتاه چند روزه در سال‌های فوق انتخاب شده‌اند و زمان برداشت آنها نیز یکسان بوده است. بنابراین تأثیرات تابش خورشید و آب‌وهوا بر کلیه تصاویر یکسان بوده است. ۱۰۰ نقطه در اطراف آتشفشان



روند تغییرات دما نمی‌تواند تنها به تابش خورشیدی مربوط باشد. زیرا محاسبات انجام شده حاکی از ثبات نسبی مقادیر به دست آمده برای تابش خورشیدی است. روند دمای سطحی بالا در مناطق با ناهنجاری حرارتی بین سال ۲۰۰۲ و ۲۰۰۷ ادامه دارد. در سال ۲۰۰۷، افزایشی در میزان خردلرزه‌های ثبت شده در اطراف آتشفشان دماوند به همراه افزایش فعالیت فومارولی مشاهده شده است (شمشکی و همکاران، ۱۳۸۵؛ Zare and Aryamanesh, 2008). اگر چه بیشترین افزایش LST در سال ۲۰۰۲ بوده است ولی مستنداتی درباره نحوه فعالیت آتشفشان در آن زمان در دست نیست. به‌طور کلی تغییرات همزمان بین دمای سطح با سایر شواهد مربوط به افزایش فعالیت دماوند، پیشنهاد می‌دهد که می‌توان از دورسنجی مادون قرمز حرارتی به عنوان ابزاری کمکی و تکمیلی در پایش آتشفشان دماوند استفاده کرد.

و از مناطق ناهنجاری حرارتی و ۴۰ نقطه از مناطق فاقد ناهنجاری حرارتی جهت تحلیل تغییرات دمای سطح انتخاب شدند. همان‌طور که در شکل ۷ دیده می‌شود، بین سال‌های ۱۹۹۸ و ۱۹۹۸ روند کاهشی دما (در حدود ۶- درجه سانتی‌گراد)، علیرغم تشابه دمای محیط در روزهای برداشت تصاویر، برای مناطق با ناهنجاری حرارتی دیده می‌شود. افزایش میانگین LST در حدود ۱۳ درجه سانتی‌گراد بین سال‌های ۱۹۹۸ و ۲۰۰۲ مشاهده می‌شود که این افزایش در مناطق با ناهنجاری حرارتی وجود دارد. در حالی که در مناطق فاقد ناهنجاری این افزایش در حدود ۷ درجه سانتی‌گراد است. بنابراین بخش عمده‌ای از این افزایش دما به شرایط محیط و هوا بستگی ندارد. نکته قابل توجه این است که میانگین افزایش دما در مناطق با دگرشکلی فعال و ناهنجاری حرارتی به‌صورت توأم، ۱۵ و بیشینه آن ۲۵ درجه سانتی‌گراد است. این



شکل ۷- الف) مکان نقاطی که برای مقایسه تغییرات دمایی سطح زمین (LST) انتخاب شده‌اند. ۱۰۰ نقطه از مناطق ناهنجاری حرارتی مرتبط با فعالیت زمین‌گرمایی و مکان‌های نزدیک به قله و ۴۰ نقطه از مناطق فاقد ناهنجاری حرارتی انتخاب شده‌اند؛ ب) نتایج مقایسه تغییرات دمای سطح زمین به ازای هر یک از مناطق ناهنجاری حرارتی، منطقه نزدیک به قله و مناطق غیر زمین‌گرمایی.

## ۶- نتیجه‌گیری

سیالات گرمایی را می‌دهند و منشأ شار حرارتی زمین‌گرمایی بالا در سطح هستند. دمای سطح زمین در ۶ تصویر مورد استفاده به‌صورت معنی‌داری تغییر کرده است. به‌طوری که در سال ۲۰۰۲ بیشترین افزایش دمای سطح زمین در مناطق با ناهنجاری حرارتی رخ داده است و متعاقب آن در سال ۲۰۰۷ نیز مقادیر بالای LST مشاهده می‌شود که با افزایش فعالیت لرزه‌ای و تغییرات چشمه‌های آبگرم همراه بوده است. مناطق نزدیک به قله آتشفشان دماوند نیز از الگوی تغییرات دما و افزایش LST در سال‌های ۲۰۰۲ و ۲۰۰۷ پیروی کرده‌اند. نتایج حاصل از تداخل‌سنجی راداری نیز نشان داده است که در فاصله سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۰ دگرشکلی نیز در منطقه آتشفشان دماوند فعال بوده است. دورسنجی می‌تواند به‌عنوان ابزاری مؤثر، ارزان و کارآمد برای آشکارسازی مناطق زمین‌گرمایی و پایش آتشفشان‌های خفته مانند دماوند به کار رود. اگر چه ابزارهای اندازه‌گیری و کالیبراسیون زمینی می‌تواند مدل‌های موجود را بهبود بخشد. علاوه بر این دورسنجی می‌تواند با همراهی سایر روش‌ها، در توجیه مناطق دگرشکلی و پایش دگرشکلی در اطراف آتشفشان‌های فعال و نیمه‌فعال مؤثر باشد. استفاده از تصاویر روز و شب به‌صورت هم‌زمان و در بازه‌های مکانی نزدیک به هم در تشخیص رفتار آتشفشان دماوند پیشنهاد می‌شود.

آتشفشان دماوند به‌عنوان بلندترین آتشفشان خفته ایران و خاورمیانه نیاز به پایش مستمر دارد. مخاطرات مرتبط با این آتشفشان، منحصر به فوران احتمالی آن نیست و سوابق و شواهدی از دگرشکلی فعال، وقوع فروریزش‌های بخشی و زمین‌لغزش‌ها و جریان‌های گلی (لاهار) ثبت شده است. در این مطالعه، برخی خطوط پایه برای پایش‌های آتی فعالیت‌های دماوند با استفاده از دورسنجی مادون قرمز حرارتی و سایر روش‌های موجود ترسیم شدند. با استفاده از نتایج این پژوهش می‌توان به‌صورت تقریبی محل ایستگاه‌های پایش ژئوفیزیکی (و اندازه‌گیری) را تعیین کرد. به‌طور خلاصه بر اساس دورسنجی مادون قرمز حرارتی، وجود مناطق ناهنجاری حرارتی در اطراف آتشفشان دماوند و به ویژه در بخش خاوری آن آشکار شد. رابطه مکانی نزدیک بین ناهنجاری‌های حرارتی، گسل‌ها، چشمه‌های آبگرم و بخش‌های با دگرشکلی فعال بر اساس تحلیل‌های همسایگی بررسی شد. مخازن حاوی توده داغ و احتمالاً مذاب که به وسیله روش‌های ژئوفیزیکی در عمق بین ۳ تا ۷ کیلومتر شناسایی شده‌اند، منابع گرمایی این ناهنجاری‌های حرارتی به علاوه فعالیت فومارولی و چشمه‌های آبگرم هستند. گسلش و شکستگی، دگرسانی‌های گرمایی که موجب فروریزش بخشی شده‌اند و افزایش نفوذپذیری سنگ‌ها بر اثر عوامل فوق، اجازه صعود

## کتابنگاری

- اسکندری، ا.، ۱۳۹۵- بررسی تحولات ماگمایی گدازه‌های دماوند با تکیه بر ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، رساله دکترای دانشگاه خوارزمی.
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۸- نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ دماوند، شرق تهران و آمل
- شمشکی، ا.، انصاری، ف.، محمدی، ی. و لطیفی، ک.، ۱۳۸۵- گزارش فوری تغییرات آتشفشان دماوند در بهمن ۸۵ گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- معین‌وزیری، ح.، ۱۳۷۷- دیباچه ای بر ماگماتیسم در ایران، انتشارات دانشگاه خوارزمی، ۴۴۰ ص.

## References

- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. and Qorashi M., 2003- Accomodation of the late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *J Struct Geol* 25:659–672. doi: 10.1016/S0191-8141(02)00064-0.
- Allenbach, P., 1966- *Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral-Elbruz) Iran*. Dissertation. Mitt Geol Inst ETH, Univ. Zurich.
- Bachmann, O., Miller, C. F. and De Silva, S. L., 2007- The volcanic–plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1), pp.1-23.
- Barsi, J. A., Barker, J. L. and Schott, J. R., 2003- An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a Single Thermal Band Earth-Sensing Instrument, Proc. IEEE IGARSS, 21–25 July 2003, Toulouse, France, 3014–3016.
- Bartlett, M. G., Chapman, D. S., Harris, R. N., 2006- A Decade of Ground–Air Temperature Tracking at Emigrant Pass Observatory, Utah. *J Climate* 19: 3722–3731. doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3808.1.

- Berberian, M., 1976- An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran; A seismo-tectonic review of the country. *Geol. Surv. Iran.* 39, 7-141.
- Cecchi, E., Van Wyk de Vries, B. and Lavest, J. M., 2005- Flank spreading and collapse of weak-cored volcanoes. *B Volcanol* 67: 72–91, doi: 10.1007/s00445-004-0369-3.
- Chander, G. and Markham, B. L., 2003- Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures, and post-calibration dynamic ranges. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 41: 2674–2677. doi: 10.1109/TGRS.2003.818464.
- Chander, G., Markham, B. L., Helder, D. L., 2009- Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sens Environ* 113(5): 893-903. doi: 10.1016/j.rse.2009.01.007.
- Clyne, M. A. and Muffler, L. J. P., 2010- Geologic map of Lassen Volcanic National Park and vicinity, California. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Clyne, M. A., Calvert, A. T., Wolfe, E. W., Evarts, R. C., Fleck, R. J. and Lanphere, M. A., 2008- The Pleistocene eruptive history of Mount St. Helens, Washington, from 300,000 to 12,800 years before present. *US Geological Survey professional paper, (1750)*, pp.593-627.
- Coolbaugh, M. F., Kratt, C., Fallacaro, A., Calvin, W. M. and Taranik, J. V., 2007- Detection of geothermal anomalies using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) thermal infrared images at Brady's Hot Springs, Nevada, USA, *Remote Sens Environ* 106: 350-359. doi: 10.1016/j.rse.2006.09.001.
- Cooper, K. M. and Kent, A. J., 2014- Rapid remobilization of magmatic crystals kept in cold storage. *Nature*, 506(7489), pp.480-483.
- Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D. F., Bashukoo, B., Turrin, B. and Pandamouz, A., 2004- The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran. *Geol Soc Am Bull* 116(1-2): 16-29. doi: 10.1130/B25344.1.
- ENEL, 1978- Geothermal Power Development Studies, Damavand Zone, General Report.
- Eskandari, A., De Rosa, R. and Amini, S., 2015- Remote sensing of Damavand volcano (Iran) using Landsat imagery: Implications for the volcano dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306, pp.41-57.
- Flynn, L. P., Harris, A. J. L. and Wright, R., 2001- Improved identification of volcanic features using Landsat 7 ETM+. *Remote Sens Environ* 73: 180–193. doi: 10.1016/S0034-4257(01)00258-9.
- Fu, P. and Rich, P. M., 2000- The Solar Analyst 1.0 Manual. Helios Environmental Modeling Institute (HEMI), USA.
- Fu, P. and Rich, P. M., 2002- A Geometric Solar Radiation Model with Applications in Agriculture and Forestry. *Comput Electron Agric.* 37:25–35. doi: 10.1016/S0168-1699(02)00115-1.
- Ganas, A., Lagios, E., Petropoulos, G. and Psiloglou, B., 2010- Thermal imaging of Nisyros volcano (Aegean Sea) using ASTER data: estimation of radiative heat flux. *Int J Remote Sens.* 31(15):4033-4047. doi: 10.1080/01431160903140837
- Ghazban, F., 2000- Geological and geochemical investigation of Damavand geothermal Prospect, Central Alborz Mountain, Northern Iran. *GRC Transactions* 24: 229-234.
- Haselwimmer, C. and Prakash, A., 2013- Thermal Infrared Remote Sensing of Geothermal Systems. In: Kuenzer C, Dech S (eds) *Thermal Infrared Remote Sensing*. Springer, Netherlands, (pp. 453-473).
- Ji, L., Xu, J., Lin, X., and Luan P., 2010- Application of satellite thermal infrared remote sensing in monitoring magmatic activity of Changbaishan Tianchi volcano. *Chin Sci Bull* 55(24), 2731-2737. doi: 10.1007/s11434-010-3232-2.
- Jimenez-Munoz, J. C. and Sobrino, J. A., 2003- A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data, *J Geophys Res* 108 (D22), 4688, doi: 10.1029/2003JD003480.
- Mia, M. B., Bromley, C. J. and Fujimitsu, Y., 2012- Monitoring heat flux using Landsat TM/ETM+ thermal infrared data-A case study at Karapiti ('Craters of the Moon') thermal area, New Zealand. *J Volcanol Geotherm Res* 235: 1-10. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.05.005>.
- Mortazavi, M. and Sparks, R. S. J., 2011- Using Wind Data to Predict the Risk of Volcanic Eruption: An Example from Damavand Volcano, Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences* 3: 127-133.
- Mostafanejad, A., Hossein Shomali, Z. and Mottaghi, A. A., 2011- 3-D velocity structure of Damavand volcano, Iran, from local earthquake tomography. *J Asian Earth Sci* 42(6): 1091–1096. doi:10.1016/j.jseae.2011.03.011.
- Qin, Q., Zhang, N., Nan, P. and Chai, L., 2011- Geothermal area detection using Landsat ETM+ thermal infrared data and its mechanistic analysis—A case study in Tengchong, China. *Int J Appl Earth Obs Geoinf.* 13(4): 552-559. doi: 10.1016/j.jag.2011.02.005.
- Ramsey, M. S. and Flynn, L. P., 2004- Strategies, insights, and the recent advances in volcanic monitoring and mapping with data from NASA's Earth Observing System. *J Volcanol Geotherm Res* 135:1–11. doi:10.1016/j.jvolgeores.2003.12.015.
- Ramsey, M. S. and Harris, A. J., 2013- Volcanology 2020: How will thermal remote sensing of volcanic surface activity evolve over the next decade?. *J Volcanol Geotherm Res* 249: 217-233. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.05.011.

- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. and Vernant, P., 2006- Active transtension inside Central Alborz: a new insight into northern Iran–southern Caspian geodynamics. *Geology* 34 (6), 477–480. doi: 10.1130/G22319.1.
- Savage, S. L., Lawrence, R. L., Custer, S. G., Jewett, J. T., Powell, S. L. and Shaw, J. A., 2010- Review of Alternative Methods for Estimating Terrestrial Emittance and Geothermal Heat Flux for Yellowstone National Park Using Landsat Imagery. *GISci Remote Sens* 47 (4): 460–479. doi: 10.2747/1548-1603.47.4.460.
- Shirzaei, M., Walter, T. R., Nankali, H. R. and Holohan, E. P., 2011- Gravity-driven deformation of Damavand volcano, Iran, detected through InSAR time series. *Geology* 39 (3): 251–254. doi: 10.1130/G31779.1.
- Shomali, Z. H. and Shirzad, T., 2014- Crustal structure of Damavand volcano, Iran, from ambient noise and earthquake tomography. *J Seismol*: 1-10. doi: 10.1007/s10950-014-9458-8.
- Siebert, L., Simkin, T. and Kimberly, P., 2011- *Volcanoes of the World*. Univ of California Press.
- Sobrino, J. A. and Raissouni, N., 2000- Toward Remote Sensing methods for land cover dynamic monitoring. Application to Morocco, *Int J Remote Sens* 21: 353–366. doi: 10.1080/014311600210876.
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C. and Paolini, L., 2004- Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sens environment* 90(4): 434-440. doi:10.1016/j.rse.2004.02.003.
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., Sòria, G., Romaguera, M., Guanter, L., Moreno, J., Plaza, A. and Martínez, P., 2008- Land surface emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 46(2): 316-327. doi: 10.1109/TGRS.2007.904834.
- Sparks, R. S. J., 2003- Forecasting volcanic eruptions. *Earth Planet Sci Lett* 210(1): 1-15. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00124-9.
- Sparks, R. S. J., Biggs, J. and Neuberg, J. W., 2012- Monitoring volcanoes. *Science*, 335(6074), pp.1310-1311.
- Stock, M. J., Humphreys, M. C., Smith, V. C., Isaia, R. and Pyle, D. M., 2016- Late-stage volatile saturation as a potential trigger for explosive volcanic eruptions. *Nature Geoscience*, 9(3), pp.249-254.
- Vajedian, S., Motagh, M. and Nilfouroushan, F., 2015- StaMPS improvement for deformation analysis in mountainous regions: Implications for the Damavand volcano and Mosha fault in Alborz. *Remote Sensing*, 7(7), pp.8323-8347.
- Van der Meer, F., Hecker, C., Van Ruitenbeek, F., Van der Werff, H., De Wijkerslooth, C. and Wechsler, C., 2014- Geologic remote sensing for geothermal exploration: A review. *Int J Appl Earth Obs Geoinf* 33: 255-269. doi:10.1016/j.jag.2014.05.007
- Vaughan, R. G., Keszthelyi, L. P., Lowenstern, J. B., Jaworowski, C. and Heasler, H., 2012- Use of ASTER and MODIS thermal infrared data to quantify heat flow and hydrothermal change at Yellowstone National Park. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 233: 72-89. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.04.022.
- Vernant, P., Nilfouroushan, F., Chéry, J., Bayera, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004- Deciphering oblique shortening of Central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth Planet Sci Lett* 223: 177–185. doi: 10.1016/j.epsl.2004.04.017.
- Watson, F. G. R., Lockwood, R. E., Newman, W. B., Anderson, T. N. and Garrott R. A., 2008- Development and comparison of Landsat radiometric and snowpack model inversion techniques for estimating geothermal heat flux. *Remote Sens Environ*: 112(2):471–481. doi: 10.1016/j.rse.2007.05.010.
- Yazdanparast, M. and Vosooghi, B., 2013- A research on Damavand magma source model using GPS data. *Geomat, Nat Haz Risk* 5 (1): 26-40. doi: 10.1080/19475705.2013.772543.
- Zare, M. and Aryamanesh, M., 2008- Damavand Volcanic System in Central Alborz mountains of Iran; A study on the possibility of a new eruption. *International Geological Congress, Oslo*.

# Monitoring of thermal changes of Damavand volcano using Landsat images

A. Eskandari<sup>1\*</sup>, S. Amini<sup>2</sup> and F. Masoudi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Ph.D., Faculty of Geological Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Professor, Faculty of Geological Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Professor, Faculty of Geological Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2017 August 13

Accepted: 2017 November 18

## Abstract

Monitoring quiescent volcano such as Damavan is vital. In this research, we investigate the changes of land surface temperature (LST) around the Damavand volcano during 23 years period. The evaluations were done on the thermal anomaly areas related to geothermal activity and results compared with non-anomalously thermal areas. The surface thermal anomalies were detected on the basis of processing of Landsat day and night-time images and combination with geological information layers. The average of calculated values for geothermal heat flux (GHF) in the geothermal areas was 42 W/m<sup>2</sup> (in the day-time image) and 20 W/m<sup>2</sup> (in night-time image). The total radiant GHF in thermal anomaly areas estimated 50 MW (in night-time image) and 119 MW (in the day-time image). The thermal anomaly areas have a close spatial relationship with faults, hot springs, lithology, hydrothermal alterations, active deformation regions and subsurface high heat flow data. After determining thermal anomaly areas related to the geothermal activity, the changes of LST patterns were compared in the six TM and ETM+ images (captured from the same month and overpass time) during 1988- 2011. The highest temperatures were recorded in 2002 and 2007 images, that in line with seismic events and changes in hot springs chemistry. The thermal infrared remote sensing can be used as a cost effective and concise method for monitoring of quiescent and even dormant volcanoes of Iran.

**Keywords:** Thermal infrared (TIR) remote sensing, Damavand volcano, Thermal monitoring, Day and night-time images.

For Persian Version see pages 43 to 54

\*Corresponding author: A. Eskandari; E-mail: amir.eskandary157@gmail.com