تحقیقات آب و خاک ایران، دوره ۴۹، شماره ۶، بهمن و اسفند ۱۳۹۷ (ص ۱۳۵۴-۱۳۳۱) DOI: 10.22059/ijswr.2018.244213.667778

Estimation of Freezing Level Height, Equilirium Line and Permafrost Edge Altitude and Snow-Cover Percentage at Sabalan Mountain and Their Impact on Water Resources

SINA SOLHI[1], ABDOLLAH SEIF[2*]

1. PhD student, Physical Geography Department , Geographic Science and Planning Faculty, University of Isfahan, Isfahan, Iran.

2. Associate professor, Physical Geography Department , Geographic Science and Planning Faculty, University of Isfahan, Isfahan, Iran.

(Received: Nov. 1, 2017- Revised: Feb. 5, 2018- Accepted: May. 14, 2018)

ABSTRACT

Freezing Level Height (FLH), Permafrost Edge Altitude (PEA), Equilibrium Line Altitude (ELA) and Snow-Cover Percentage (SC) are considered as important components of assessing and investigating the status of water resources. Environmental Lapse-Rate (ELR) was used to calculate these parameters. Regarding to the problem of using Land-Based climatological stations data, gridded radiosonde data were used as a replacement. This database has a higher and proper spatial and temporal resolution. In the first stage, raw data were processed in the Python programming environment, and then the ELR ratios on the lower part of troposphere were estimated up to 6000m in order to be used in FLH calculation during 2008 to 2016 time period, FLH and ELR were together used to calculate PEA at Sabalan mountainous area. The results are presented in the form of diagrams, maps and tables. Snow-Cover status at the Sabalan heights was obtained from Terra and Aqua Modis images, during the same period and they were analyzed and presented on the basis of monthly, seasonaly and annually time interval. The SC levels and the FLH altitudes were analyzed and compared. The FLH position, and hypsometrical distribution interactions, can be used for investigation of water resources future, and the establishment of appropriate water management scenarios. The comparison of SC percentage and the FLH level pointed out more differences during warm-months and the less during cold and wet months of the year. Winterly FLH level of Sabalan mountain lies at the elevation classes of 1200-1700, 1700-2200 and 2200-2700m which shows a normal, semi-critical and critical state of water resources respectively that could affect water resources management policies.

Keyword: Freezing Level Height (FLH), Equilibrium Line Altitude (ELA), Permafrost Edge Altitude (PEA), Snow-Cover Percentage (SC).

* Corresponding author's Email: a.seif@geo.ui.ac.ir

برآورد ارتفاع تراز انجماد، ارتفاع خط تعادل، ارتفاع مرز پرمافراست و درصد برف-پوش در ارتفاعات سبلان و اثر آنها بر منابع آب

سینا صلحی[۱]، عبدالله سیف[۲*]

۱. دانشجوی دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدهٔ علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.

۲. دانشیار، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدهٔ علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۸/۱۰- تاریخ بازنگری: ۱۳۹۶/۱۱/۱۶- تاریخ تصویب: ۱۳۹۷/۲/۲۴)

چکیده

ارتفاع تراز انجماد (FLH) ، ارتفاع مرز پرمافوراست (PEA) ، ارتفاع خط تعادل (ELA) و درصد برف‌پوش (SC) ارتفاعات از مؤلفه‌های مؤثر و مهم در بررسی وضعیت اقلیمی منابع آبی محسوب می‌گردد. برای محاسبهٔ پارامترهای فوق از نرخ افت دمای محیطی با افزایش ارتفاع (ELR) استفاده شد. به دلیل مشکلاتی که در استفاده از داده‌های اقلیمی ایستگاه‌های زمینی محدوده مطالعاتی وجود داشت، از داده‌های پایگاه رادیوسند شبکه‌ای (GDAS) استفاده شد. این پایگاه داده دارای قدرت تفکیک و توزیع مکانی - زمانی مناسب‌تری است. ابتدا داده‌های خام در محیط برنامه‌نویسی پایتون مورد پردازش و فرآوری قرار گرفت، سپس ELR در لایه پائینی تروپوسفر تا ارتفاع ۶۰۰۰ متری محاسبه و برای برآورد FLH در بازهٔ زمانی ۲۰۰۸-۲۰۱۶ به کار گرفته شد. از تراز FLH و نرخ افت ELR برای محاسبهٔ تراز PEA در ارتفاعات سبلان استفاده شد. نتایج در قالب نمودار، نقشه و جدول ارائه شد. وضعیت برف-پوش ارتفاعات سبلان در دورهٔ آماری مشابه از تصاویر ماهواره‌ای مادیس ترا و آکوا به دست آمد و در بازه‌های زمانی ماه، فصل و متوسط سالانه تدوین و ارائه شد. سطوح SC و تراز FLH مورد بررسی، مقایسه و تحلیل قرار گرفت. موقعیت FLH همراه با تحلیل توزیع هیپسومتریکی ارتفاعات می‌تواند در تحلیل چشم‌انداز منابع آبی و تعیین سناریوهای مدیریتی مورد استفاده قرار گیرد. مقایسهٔ درصد SC و تراز FLH نشان داد که اختلاف این دو سطح در ماه‌های گرم و خشک افزایش و به سمت ماه‌های سرد و مرطوب‌تر روند کاهشی دارد. تراز FLH زمستانه در ارتفاعات سبلان در طبقات ارتفاعی ۱۲۰۰ تا ۱۷۰۰، ۱۷۰۰ تا ۲۲۰۰ و ۲۲۰۰ تا ۲۷۰۰ متر به ترتیب چشم‌انداز شرایط نرمال، نیمه‌بحرانی و بحرانی سال آبی را نوید می‌دهند که می‌تواند در سیاست‌گزاری مدیریت منابع آب موثر باشد.

واژه‌های کلیدی: : ارتفاع تراز انجماد (FLH)، ارتفاع خط تعادل (ELA)، ارتفاع مرز پرمافراست (PEA)، درصد برف-پوش (SC)

مقدمه

پائین‌ترین لایهٔ جو تروپوسفر خوانده می‌شود. در این لایه معمولاً دما با ارتفاع کاهش می‌یابد، به طور میانگین میزان نزول دما با ارتفاع در نیمهٔ پائین تروپوسفر ۶ الی ۷ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر بوده و در نیمهٔ بالای تروپوسفر میزان کاهش دما ۷ الی ۸ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر است. میزان کاهش دما با ارتفاع را لاپسریت[۱] گویند. (Retelk, 1985). برای مطالعهٔ هواشناسی و اقلیمی لایه‌های مختلف جو، بالن پر شده از هیدروژن را در ایستگاه‌های هواشناسی رها می‌کنند تا دستگاه اندازه‌گیری رادیو سوند را با خود به ارتفاعات بالا برده و سنجش‌های جوی را انجام دهد. بدین صورت فشار، دما و رطوبت هوا در سطوح مختلف جو تعیین می‌شوند. دانستن چگونگی توزیع دما با ارتفاع، محقّق را قادر به بررسی میزان کاهش دما با ارتفاع در سطوح مختلف می‌سازد. میزان کاهش دمای محیط با ارتفاع، افت-آهنگ دمای محیطی (ELR[۲]) یا لپسریت محیطی است که پایهٔ محاسبهٔ پارامترهای FLH[۳]، PEA[۴] و ELA [۵] به حساب می‌آید. دمای هوا در لایه تروپوسفر به تدریج با ارتفاع کاهش می‌یابد تا به دمای صفر درجه برسد. ارتفاعی که در آن دما به صفر می‌رسد و آب از حالت مایع به جامد تبدیل شده و یخ می‌زند را ارتفاع تراز انجماد (FLH) می‌نامند. ارتفاع تراز انجماد با پوشش برف متفاوت بوده و سطحی

* نویسنده مسئول: a.safe@geo.ui.ac.ir

1. Lapse-rate
2. Environmental Laps-rate
3. Freezing Level Height
4. Permafrost Edge Altitude
5. Equilibrium Line Altitude

که پوشش برف به صورت کلاهکی ارتفاعات را می‌پوشاند، برف-پوش (Snow-Cover: SC) نامیده می‌شود. موقعیت برف-پوش در بازه‌های زمانی فصلی سال و یا روز به نام مرزبرف (Snow-line) نامیده می‌شود. بالاترین حد مرزبرف در طول سال که عموماً در انتهای فصل ذوب مدنظر قرار می‌گیرد حد برف دائمی نامیده می‌شود. برای بیلان یک سالهٔ یک یخچال، ارتفاع خط تعادل یخچالی یا ELA هم‌معنی با مرزبرف در انتهای تابستان در نظر گرفته می‌شود (Ebrahimi and Seif, 2016a). در بیشتر مطالعات یخچالی دیرینه نیز مقدار ELA مترادف با مرزبرف در نظر گرفته شده است (Meier and Post, 1962; Porter, 2001) . خط تعادل یخچالی موقعیتی است که در آن در طول یک سال تراکم برف و یخ دقیقاً برابر با ذوب آن است و رابطهٔ بسیار نزدیکی بین ELA و مؤلفه‌های اقلیم محلی خصوصاً بارش جامد و دمای هوا وجود دارد (Benn and Lehmkuhl, 2000).

ارتفاع تراز انجماد یا خط همدمای صفر درجه[5] در اتمسفر، یک پارامتر تعیین‌کننده بر یخ‌پوش کوهستان‌ها و مناطق مرتفع با تغییر حالت آب به یخ محسوب می‌گردد (Harris *et al*., 2000; Hoffmann, 2003; Vuille *et al*., 2004; Coudrain *et al*., 2005; Vuille *et al*., 2008). ارتفاع تراز انجماد کنترل کنندهٔ اصلی فرایندهای انجماد و ذوب در مناطق مرتفع است (Diaz and Graham, 1996; Harris *et al*., 2000; Thurai *et al*., 2003; Diaz *et al*., 2003; Bradley *et al*., 2009; Folkins, 2013). تأثیر خط همدمای صفر درجه بر روی یخ‌پوش کوهستان‌های مرتفع با تعادل جرمی[1]، نوع بارش و آلبدو سطح زمین در ارتفاعات نیز در ارتباط است (Fujita and Ageta,2000; Fujita, 2008a, 2008b; Li *et al*., 2011).

تغییرات الگوهای نوسان مؤلفه‌های اقلیمی با جابجایی‌های ترازهای FLH، PEA، ELR و SC می‌تواند مستقیماً بر منابع آبی، نگهداشت تابستانه و استمرار دبی پایه رودها و چشمه‌ها و منابع آبی اثر بگذارد. اهمیت و تأثیرات موارد فوق، نیاز به بررسی و پایش این فاکتورها را بیش از پیش آشکار می‌سازد. سیستم مدیریت منابع آبی کشور بایستی با بررسی و شناخت مؤلفه‌های فوق و پاسخ‌های هیدرولوژیک حوضه‌های آبی و آبخوان‌های کشور به این متغیرهای محیطی، در جهت مدیریت یکپارچه و متناسب منابع آبی گام بردارد تا مشکلات و محدودیت‌های ناشی از تنش‌ها و کمبودهای آبی قابل کنترل و مهار گردند. پایش منظم و سیستمی یخ‌پوشها (خصوصاً توسط مشاهدات میدانی) و ارتباط آن با دمای هوای آزاد به منظور فهم کنترل‌کننده‌های بزرگ- مقیاس اقلیمی و انقباض یخچال‌های کنونی، ضروری به نظر می‌رسد (Wang *et al*., 2014).

پژوهش‌های پیشین نشان داده‌اند که متوسط FLH در کمربندهای کوهستانی اصلی (مانند هیمالیا) در سالهای ۱۹۴۸ – ۲۰۰۰ روند افزایشی داشته است (Diaz *et al*., 2003). روند افزایشی FLH در مناطق مرتفع آسیا موجب عقب‌نشینی مداوم یخ‌پوش‌ها گردیده است (Zhang and Guo, 2011). در مناطق خشک شمال‌غربی چین، یک همبستگی قوی و مثبت بین FLH و رواناب حاصل از ذوب یخ ملاحظه شده است (Zhang *et al*., 2010; Chen *et al*., 2012). برخی مطالعات حاکی از نرخ گرمایش بیشتر و افزایش ارتفاع دمای سالیانه صفر درجهٔ سانتیگراد در مناطق بیرون از مداری، نسبت به مناطق مجاور است (Pepin and Lundquist, 2008). در دهه‌های گذشته، بیشتر یخچال‌های ارتفاعات آسیا انقباض قابل توجّهی در سطح و حجم از خود نشان داده‌اند (Fujita and Nuimura, 2011; Wang *et al*., 2011; Bolch *et al*., 2012; Yao *et al*., 2012; Gardner *et al*., 2013). مطالعات دقیقی در برخی از مناطق جهان، شامل مناطق مداری آند (Vuille *et al*., 2008; Rabatel *et al*., 2013)، شرق آفریقا (Mölg *et al*., 2009) و بسیاری از مناطق بیرون از مداری (Haeberli *et al*., 2007; Li *et al*., 2011) انجام گرفته است. این درحالی است که مطالعات نسبتاً محدودتری بر روی تاثیر تغییرات FLH بر یخ‌پوش کوهستان‌ها بر اساس مشاهدات و داده‌های یخچال‌شناسی و هیدرومتئورولوژیکی در آسیا انجام گرفته است. تعادل جرمی یخچال به محدودهٔ ذوب و انجماد و همچنین به تراز برف در برابر باران بستگی دارد که بر آلبدو و در نتیجه تابش خالص اثر می‌گذارد. افزایش قابل توجه در FLH مناطق مداری در بازهٔ زمانی ۱۹۵۸-۱۹۹۰ به افزایش دمای سطح آب اقیانوس در منطقهٔ استوایی شرق اقیانوس آرام مرتبط دانسته شده است (Diaz *et al*., 2003). افزایش موقتی FLH هوای آزاد در بین سال‌های ۱۹۸۶-۱۹۷۰ در منطقهٔ مداری بر اساس مشاهدات ایستگاهی رادیو سوند مشاهده شد. تغییرات FLH با اطلاعات ایستگاه‌های زمینی که ارتفاعی بیش از ۱۰۰۰ متر داشتند بررسی و ارزیابی شد و نتایج مشابهی به دست آمد (Diaz and Graham., 1996). تغییرات FLH محاسبه شده بر پایهٔ مشاهدات رادیو سوند و تاثیرات احتمالی بر یخ‌پوش کوهستان‌ها در چین مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است که تغییرات یخ‌پوش کوهستانی و تغییرات FLH را به تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی مرتبط دانسته‌اند (Zhang and Guo, 2011). ارتفاع خط تعادل یخچالی امروزی و پیشین کواترنر پایانی در ارتفاعات

1. Mass Balance

اشتران‌کوه با استفاده از روش‌های مختلفی محاسبه و اختلاف ELA حال و گذشته در این سایت کوهستانی محاسبه شد (Seif, 2015). ارتفاع خط تعادل یخچالی کواترنر پایانی در یخچال‌های ارتفاعات زرکوه مورد بررسی قرار گرفت. از روش‌های بازسازی مختلفی برای برآورد ELA گذشته و حال استفاده شد. ارتفاع خط تعادل امروزی و گذشته بر اساس شواهد یخچالی از جمله مورن‌های انتهایی و ترمینال‌های مورنی و مورن‌های جانبی محاسبه و اعلام گردید (Ebrahimi and Seif, 2016b). با استفاده از مطالعات اسنادی و میدانی و با کمک گرفتن از شواهد آزمایشگاهی، خط مرزبرف دائمی گذشته در حوضه تیگرانی ماهان در ارتفاع ۲۹۰۰ متری و خط تعادل آب و یخ در ارتفاع ۱۹۰۰ متری اعلام شد. اختلاف دمای حال و گذشته در این منطقه ۸/۵ درجه و اختلاف بارش فعلی و گذشته حدود ۳۰۰ میلی‌متر اعلام گردید (Ramesht *et al*., 2011). مرزبرف‌های حوضه جاجرود با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و بازدیدهای میدانی و موقعیت سیرک‌های یخچالی، شناسایی و برای بازسازی ارتفاع خط تعادل یخچالی (ELA)، روش پورتر، ارتفاع کف سیرک و روش رایت برای برآورد حد مرزبرف آخرین دورهٔ یخچالی استفاده شد. نهایتاً ۳۸/۸ درصد از سیرک‌های منطقه رو به قطب و ۲۴/۷ درصد سیرک‌ها به سمت استوا گزارش شد و خط مرزبرف وورم با استفاده از روش پورتر در ارتفاع ۳۰۷۲ متر و با استفاده از روش رایت در ارتفاع ۳۰۹۵ متری تعیین و مرزبرف کنونی با استفاده از داده‌های دما و بارش در ارتفاع ۳۷۲۰ متری اعلام گردید (Yamani *et al*., 2011). Yamani and Zamani (2007) به بررسی مرزبرف درهٔ شهرستانک در البرز مرکزی پرداخته و با استفاده از روش ارتفاع کف سیرک به بررسی و بازسازی ارتفاع خط تعادل پرداختند. آنها اعلام می‌دارند در منطقهٔ مطالعاتی بین فراوانی‌های مشاهده شده و فراوانی‌های مورد انتظار، تفاوت معنی‌داری وجود دارد و شکل‌گیری سیرک‌های یخچالی در این منطقه، تابعی از جهت ناهمواری است. یعنی دامنه‌هایی که میزان انرژی کمتری از خورشید دریافت می‌کنند مکان مناسبی برای تشکیل سیرک و دیگر اشکال مورفولوژی یخچالی هستند. به علّت حاکمیت اقلیم سرد و استقرار برف در دامنهٔ شرقی سبلان، همچنین عامل ارتفاع، جهت‌گیری دامنه‌ها، دره‌ها و باد غالب، یکی از مهمترین پدیده‌های ژئومورفیک دامنه شرقی سبلان، برفساب (نیواسیون) اعلام گردید (Esfandiary and Khayam, 2007). تعدادی از شواهد ژئومورفولوژیکی مانند سیرک‌ها و دره‌های یخچالی، سنگ‌های سرگردان و رسوبات یخچالی و سطوح فرسایش یافته توسط یخ مورد مطالعه قرار گرفت و میانگین مرزبرفبرای ارتفاعات تالش طی پلیوستوسن ۲۳۶۰ متر اعلام گردید و همجواری با دریای خزر، عامل محلی ایجاد اختلاف در ارتفاع مرزبرفبیان شد. در ضمن ارتفاع مرزبرفبرای ضلع شرقی، جنوبی و غربی به ترتیب ۱۸۰۰،۲۴۰۰ و ۲۹۰۰ متر اعلام شد (Tahuni, 2004).

مطالعاتی که در ایران صورت گرفته، عمدتاً از ایستگاههای زمینی برای بررسی وضعیت دما و بارش در ارتفاعات استفاده مرده است. محاسبه ELR که مبنای محاسبات FLH، PEA و نهایتاً ELA می‌باشد بایستی از دقّت و منطق محاسباتی بهینه برخوردار باشد. ایستگاه‌های زمینی متولی ثبت داده‌های اقلیمی، اکثراً در حیطه و حومهٔ شهرها و شهرستان‌ها قرار گرفته که تحت تأثیر ریزاقلیم شهری و جزیرهٔ گرمایی می‌باشند که امکان تاثیرپذیری نتایج اندازه‌گیری‌های زمینی وجود دارد. علاوه بر آن، توزیع مکانی و ارتفاعی ایستگاه‌های زمینی هواشناسی، از توزیع همگن و یکنواخت برخوردار نبوده و در مناطق بالای ۱۵۰۰ متر و خصوصاً ۲۰۰۰ متر که بدنهٔ اصلی ارتفاعات را در بر می‌گیرد، تعداد ایستگاه‌ها بسیار محدود است؛ و نهایتاً به دلیل قرارگیری ایستگاه‌های زمینی در سکوی توپوگرافیکی زمین، اندازه‌گیری‌ها به شدّت تحت تأثیر زمین‌تاب و گرمایش ناشی از موج‌بلند زمینی قرار داشته که محاسبات ELR را با مشکل روبه رو می‌سازد و می‌تواند به خطای کم برآوردی[1] نرخ ELR منتهی گردد. مشکلات استفاده از داده‌های زمینی و بعضاً نقصان و نبود آمار در برخی سال‌ها عده‌ای را به فکر یافتن روش‌ها و متدهای آماری در بازسازی خلأهای آماری ایستگاه‌های زمینی انداخته است (Rahimi *et al*., 2017). در این پژوهش از داده‌های بر پایهٔ رادیو سوند که به صورت شبکه‌ای فرآوری می‌شوند، استفاده شد که دارای مزیت‌های بیشتری نسبت به داده‌های ایستگاهی است.

مواد و روش‌ها

داده‌های مورد استفاده و منطقه مورد مطالعه

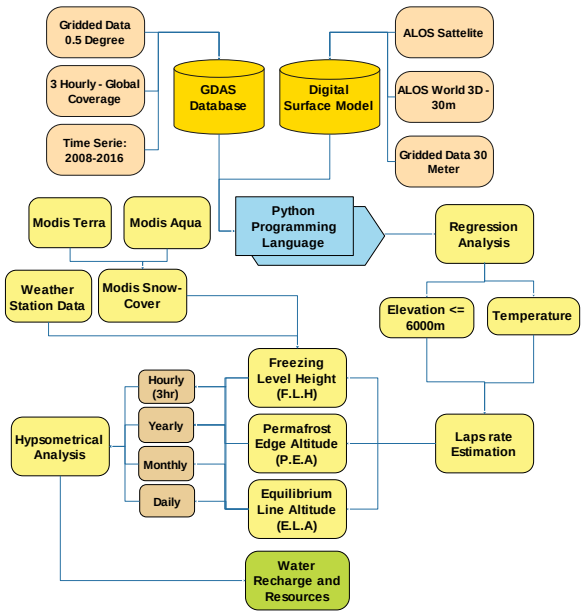
مرکز ملی پیش‌بینی‌های جوی (NCEP)[2] با استفاده از یک سری آنالیزهای دیجیتالی، وضعیت جوّی مناطق مختلف را پیش‌بینی می‌نماید. یکی از سیستم‌هایی که توسط مرکز ملی پیش‌بینی‌های جوّی به کار گرفته شده، اپراتور GDAS[3] است. در آزمایشگاه منابع دادهٔ سازمان ملی اقیانوسی و جوی ایالات متحدهٔ آمریکا (NOAA)[4]، نتایج خروجی مدل NCEP را برای

1. Under-estimation
2. National Centers for Environmental Prediction
3. Global Data Assimilation System
4. National Oceanic and Atmospheric Administration

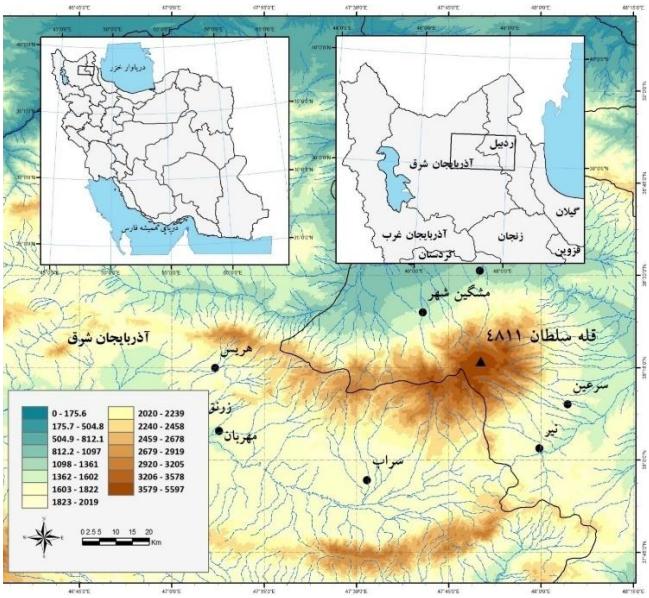
چگونگی گردش و انتشار هوا مورد استفاده قرار می‌دهد. در این پژوهش از داده‌های رادیو سوند شبکه‌ای ۰/۵ درجه‌ای پایگاه داده GDAS استفاده شد. داده‌ها و اطلاعات در این پایگاه اطلاعاتی توسط آزمایشگاه منابع داده جوی (ARL)[1] فرآوری، پایش و انتشار می‌یابد. رزولوشن مکانی این پایگاه داده بر اساس اطلاعات منتشر شده در فراداده‌های مربوطه معادل ۰/۵ درجه قوسی بوده و از نظر دامنهٔ زمانی از سپتامبر ۲۰۰۷ تاکنون را پوشش می‌دهد. سال ۲۰۱۰ به دلیل نقصان داده از مسیر پژوهش حذف شده است. قدرت تفکیک زمانی به صورت ۳ ساعته با پوشش جهانی می‌باشد. داده‌های ارتفاعی سطحی (DSM)[2]، منتشر شده توسط آژانس فضایی ژاپن در ماه می و اکتبر ۲۰۱۵ با رزولوشن افقی در حدود ۳۰ متر برای بررسی توپوگرافی منطقه مورد استفاده قرار گرفت. این داده‌ها از تصاویر ماهوارهٔ ALOS به دست آمده است (Takaku *et al.*, 2014). این پایگاه بر اساس داده‌های DSM (نسخهٔ شبکهٔ ۵ متری) توپوگرافی سه بعدی که در حال حاضر دقیق‌ترین داده‌های ارتفاعی در مقیاس جهانی هستند، به دست آمده است (Tadono *et al.*, 2014).[3]

داده‌های شبکه‌ای رادیو سوند به دست آمده از پایگاه GDAS[4] در قالب فایل‌های متنی (Text File) ذخیره‌سازی و سپس با استفاده از برنامه‌نویسی پایتون بر اساس قواعد نسخه 2.7 به پایگاه داده تبدیل گردید. داده‌های مربوط به ارتفاع کمتر از ۶۰۰۰ متر از پایگاه اولیه جدا و سازماندهی شد. در بخش بعدی، آنالیزها و محاسبات پایه‌ای شامل محاسبات FLH، PEA و ELA توسط برنامه‌نویسی پایتون انجام گرفت. آنالیز هیپسومتری و پلانیمتری نیز طرح‌ریزی و اجرا گردید. در گام بعدی داده‌های پوشش برف به دست آمده از ماهواره‌های مادیس ترا و آکوا[5] در بازهٔ زمانی ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۶ در فرمت hdf مورد فرآوری و پردازش قرار گرفت. داده‌های پوشش برف ماهوارهٔ مادیس دارای قدرت تفکیک مکانی حدود ۵۰۰ متر و قدرت تفکیک زمانی یک تا دور روز می‌باشد. ماهوارهٔ ترا در ساعت ۱۰:۳۰ A.M (Hall and Riggs, 2015) و ماهوارهٔ آکوا در ساعت ۱:۳۰ P.M به وقت محلی از مدار استوایی عبور می‌کند (Hall and Riggs, 2016). نقشه‌های مرتبط با درصد برف-پوش، در بازه‌های زمانی سال، ماه، فصل و متوسط دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۲۰۱۶) تهیّه و ترسیم گردید. سپس با اطلاعات دمای رادیو سوند بر فراز منطقه، مقایسه و تحلیل گردید. خلاصه‌ای از روش کار در شکل (۱) بطور شماتیک نشان داده شده است.

ارتفاعات سبلان در استان آذربایجان شرقی در منطقهٔ شمال غربی ایران واقع شده است. این تودهٔ کوهستانی دارای منشا آتشفشانی بوده و حداکثر ارتفاع آن قلهٔ سلطان به ارتفاع حدوداً ۴۸۱۱ متر می‌باشد. از دیگر قلل این تودهٔ کوهستانی قلل کسری و هرم می‌باشند. موقعیّت جغرافیایی این منطقه در محدودهٔ ۳۸ تا ۳۸/۴۱ درجه عرض شمالی و ۴۶/۸۳ تا ۴۸/۱۶ درجه طول شرقی قرار گرفته است. موقعیت جغرافیایی در شکل (۲) نشان داده شده است.



شکل ۱. فلوچارت مراحل پژوهش



شکل ۲. موقعیت محدودهٔ مورد مطالعه

1. Air Resources Laboratory
2. Digital Surface Model
3 - http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm
4 - https://ruc.noaa.gov/raobs/
5 - Modis Terra and Aqua
(https://www.modis.gsfc.nasa.gov/data/dataprod/mod10.php)

محاسبهٔ افت-آهنگ محیطی دمای هوای آزاد (ELR)

برای محاسبهٔ ELR در محدودهٔ مورد مطالعه، ارتباط بین دمای هوا و ارتفاع در لایهٔ پائینی ترپوسفر (تا ارتفاع ۶۰۰۰ متری) مورد بررسی قرار گرفت. ارتفاعات بالاتر از ۶۰۰۰ متر اولاً به دلیل دور شدن از محدودهٔ ارتفاعی ناهمواری‌ها و نیز به دلیل تغییر کردن روند ELR از پایگاه داده، فیلتر و جداسازی گردید. در گام بعدی رابطه همبستگی ارتفاع و دما در لایهٔ پائینی ترپوسفر توسط رابطهٔ (۱) (Mahdavi and Taherkhani, 2004) محاسبه گردید. با استفاده از نرخ همبستگی، معادلهٔ همبستگی بین ارتفاع (متغیر مستقل) و دمای هوا (متغیر وابسته) محاسبه گردید. با استفاده از معادله، خط همبستگی نرخ لپسریت در هر ۱۰۰۰ متر برای محدوده‌های زمانی مورد مطالعه محاسبه شد.

$$T - \bar{T} = r\frac{\delta T}{\delta H}(H - \bar{H})$$ (رابطه ۱)

در این رابطه T و H به ترتیب دما و ارتفاع هستند، $\bar{T}$ و $\bar{H}$ متوسط دما و ارتفاع ، δT و δH انحراف معیار دما و ارتفاع و r ضریب همبستگی پیرسونی بین ارتفاع و دما می‌باشد. افت محیطی دما در اتمسفر آزاد تا ارتفاع ۶۰۰۰ متری از سطح دریا مورد بررسی قرار گرفت. نوسانات ELR در چهار بازهٔ زمانی متوسط سالانه، فصلی، ماهانه و روزانه محاسبه گردید.

محاسبهٔ ارتفاع تراز انجماد (FLH)

ارتفاع تراز انجماد در سایت‌های کوهستانی مرتفع در تعیین وضعیت منابع آب در سال آبی و زراعی مهم و تأثیرگذار است. ارتفاع تراز انجماد وابسته به معادلهٔ ELR است که این معادله بر اساس تغییرات دما و ارتفاع تا آستانهٔ ۶۰۰۰ متری محاسبه شد. در معادلات ELR به دست آمده، دمای صفر قرار داده شد تا ارتفاع تراز انجماد معادل به دست آید. ارتفاع تراز انجماد بر اساس داده‌های رادیو سوند شبکه‌ای در بازه‌های زمانی سالانه، فصلی، ماهانه و روزانه محاسبه، میانگین‌گیری و بررسی گردید.

محاسبهٔ مرز پائینی پرمافراست (PEA)

پرمافراست به صورت خاک و یا سنگ‌هایی تعریف می‌گردد که حداقل برای یک سال، دما کمتر از صفر درجه سلسیوس باشد. تلاش زیای برای تعیین آستانهٔ پرمافراست انجام گرفته است (Jiang *et al*., 2003). متوسط دمای سالیانهٔ ۱/۸- برای توسعهٔ پرمافوراست در نظر گرفته می‌شود (Zhang and Guo, 2011). با در نظر گرفتن این موضوع و با احتساب تراز FLH، مرز پرمافراست با استفاده از رابطهٔ (۲) (Gue and Zang, 2011) محاسبه شد.

$$PEA = \frac{180}{ELR} + FLH$$ (رابطهٔ ۲)

که در این فرمول ELR افت آهنگ محیطی دما در هر ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع در اتمسفر آزاد است که بر اساس داده‌های رادیوسوند محاسبه می‌گردد. FLH ارتفاع تراز صفر درجه به متر و PEA ارتفاع لبهٔ پرمافراست به متر می‌باشد.

محاسبهٔ برف-پوش (SC)[1]

ماهوارهٔ مادیس ترا و آکوا مناطقی که دارای پوشش برف هستند را تشخیص داده و اطلاعات به دست آمده را آرشیو می‌کنند. با توجه به داده‌های این ماهواره، مشخص می‌شود در هر پیکسل چند درصد مواقع پوشش برف وجود داشته است. بر این اساس متوسط پوشش برف در بازه‌های زمانی ماه، فصل و سال محاسبه و به نقشه تبدیل شد. درصد برف-پوش (SC) در ارتباط با نمایهٔ محیطی FLH است و می‌تواند با آن اختلاف داشته باشد. تاثیرات FLH بر منابع آب مفهومی پتانسیل بوده و با SC دارای اختلافات مکانی و زمانی است. ارتباط FLH و SC در تحلیل وضعیت آبی منطقه از اهمیت خاصی برخوردار است. درصد SC از تصاویر ماهوارهٔ مادیس ترا و آکوا به دست آمد و سپس میانگین گرفته شد.

محاسبهٔ ارتفاع خط تعادل امروزی(Modern ELA)

ارتفاع خط تعادل یخچالی که مفهومی اقلیمی دارد. با توجه به پیشنهاد محققین یخچال شناسی برابر با حداکثر ارتفاع FLH در انتهای فصل ذوب (برداشت) در نظر گرفته شد (رابطهٔ ۳).

$$ELA_{Modern} = FLH_{max}$$ (رابطه ۳)

که در این رابطه FLH_{max} بالاترین ارتفاع تراز FLH در انتهای فصل برداشت یا ذوب (اواخر شهریور) و ELA_{Modern} برآوردی از موقعیت تراز ELA حال می‌باشد.

نتایج و بحث

افت-آهنگ محیطی با تحلیل داده‌های شبکه‌ای رادیوسوند محاسبه و ارتفاع تراز انجماد، ارتفاع خط تعادل یخچالی و مرز پرمافراست بر این اساس محاسبه گردید. وضعیت برف-پوش تودهٔ کوهستانی سبلان در بازهٔ زمانی مورد بررسی محاسبه و با نتایج تراز انجماد مطابقت و مقایسه شد.

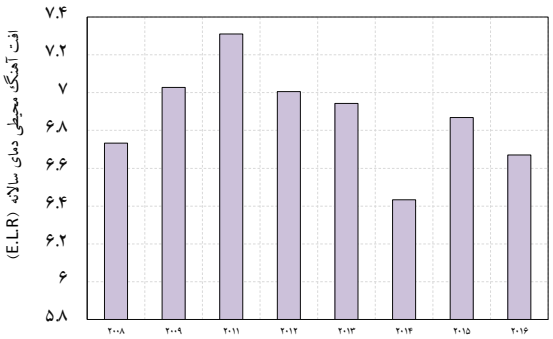
بررسی وضعیت ELR

نوسانات سالانه افت ELR در دورهٔ آماری مورد بررسی بین ۶/۴ تا ۷/۳ درجه در هر ۱۰۰۰ متر افزایش ارتفاع بوده است. متوسط سالانهٔ ELR در محدودهٔ مورد بررسی ۶/۸۷ درجه و انحراف معیار آن برابر با ۰/۹۸۳ می‌باشد. در سال ۲۰۱۴ و ۲۰۱۱ به ترتیب ناهنجاری کاهشی و افزایشی در نرخ افت محیطی دما ملاحظه شد.

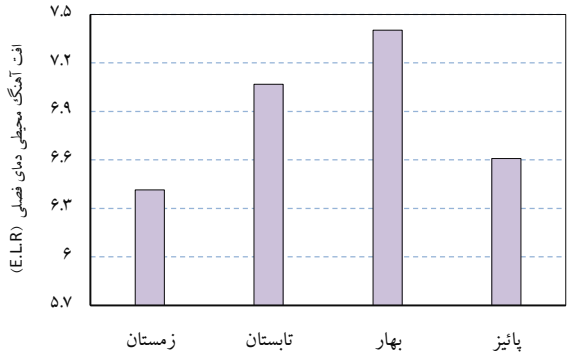
1 - Snow-Cover Percentage

نوسانات سالانه ELR در شکل (۳) نشان داده شده است.

نوسانات ELR در فصل بهار بیشترین مقدار را در محدودهٔ مورد بررسی طی سال‌های آماری دارد. نرخ بالای ELR بهاره با افت ۷/۴ درجه سانتیگراد (به ازای ۱۰۰۰ متر) و نرخ انحراف معیار برابر با ۰/۹۸۹ درجه، حاکی از بارش همرفتی و توان تشکیل ابرهای با گسترش عمودی و بارش‌های رگباری و شدید بهاره می‌باشد. با توجه به قرارگیری FLH بهاره در تراز ارتفاعی ۲۶۶۹ متر، شرایط تغذیه و ذخیره یخ و برف به عنوان مخازن آب دوره خشک و گرم مساعد است. فصل تابستان با نرخ متوسط ELR حدوداً ۷/۰۶۷ درجه و انحراف معیار ۱/۱۴۳ درجه‌ای در جایگاه دوم قرار دارد که نشان‌دهندهٔ شرایط مساعد صعود قائم هوا و شکل‌گیری سلول‌های همرفتی است. امّا جریان رطوبت وارده به منطقه رو به کاهش بوده و در نتیجه رطوبت کافی برای شکل‌گیری رگبارهای شدید تابستانه وجود ندارد. در نتیجه شدّت فعالیّت همرفت‌های تابستانه کمتر از بهاره خواهد بود. ELR پائیزه با نرخ ۶/۶ و انحراف معیار ۰/۹۵۱ درجه، سومین جایگاه متوسط افت محیطی فصلی را به خود اختصاص می‌دهد. در این فصل با ورود جریانات هوای مرطوب غربی و بادهای باران‌آور شرایط بارشی بهبود پیدا کرده و مجدداً بارش‌های پائیزه و اغتشاشات همرفتی و منطقه‌ای افزایش می‌یابد. فصل زمستان حداقل نرخ ELR را نشان می‌دهد. در این فصل به دلیل سرد بودن هوای نزدیک به سطح زمین و به دلیل تمایل زاویه تابش خورشید و حداقل بودن نرخ زمین تاب، افت دمای محیطی به حداقل میزان خود می‌رسد (شکل ۴).

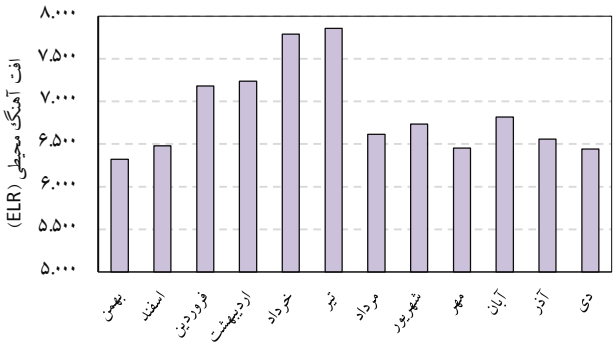


شکل ۳. نوسانات سالانه ELR در بازه زمانی ۲۰۰۸- ۲۰۱۶

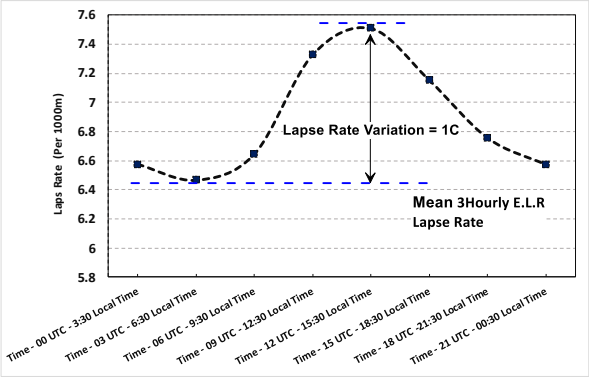


شکل ۴. نوسانات فصلی ELR در بازه زمانی ۲۰۰۸- ۲۰۱۶

ماه‌های ژانویه و دسامبر (بهمن و دی) کمترین نرخ ELR، چیزی در حدود ۶/۲۵ درجه کاهش دما به ازای ۱۰۰۰ متر افزایش را نشان می‌دهند. ماه‌های مارس تا جون (معادل فروردین تا تیرماه) بیشترین نرخ ELR (بین ۷ تا ۸ درجه افت دما در ۱۰۰۰ متر) را دارند. بررسی نوسانات ماهانه به طور کلی نشان از کاهش نرخ ELR در ماه‌های فصول زمستان و تابستان و افزایش این نرخ در ماه‌های پائیزه و خصوصاً بهاره دارد (شکل ۵). در ارتفاعات سبلان افت محیطی دما در ساعت‌های شب به حداقل خود در حدود ۶/۴ درجه (به ازای ۱۰۰۰ متر) افزایش و در ساعات روز در حدود ساعت ۱۵:۳۰ به حداکثر خود یعنی ۷/۵ درجه کاهش (در ۱۰۰۰ متر) می‌رسد (شکل ۶).



شکل ۵. نوسانات ماهانه ELR در بازه زمانی ۲۰۰۸-۲۰۱۶

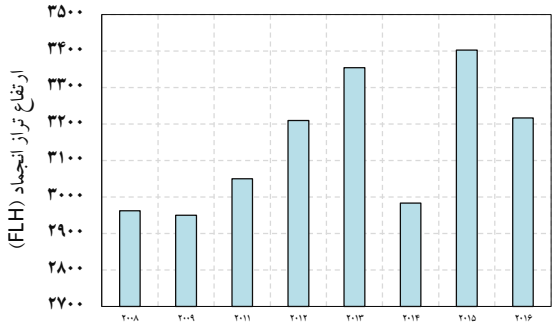


شکل ۶. نوسانات روزانه ELR در بازه زمانی ۲۰۰۸-۲۰۱۶

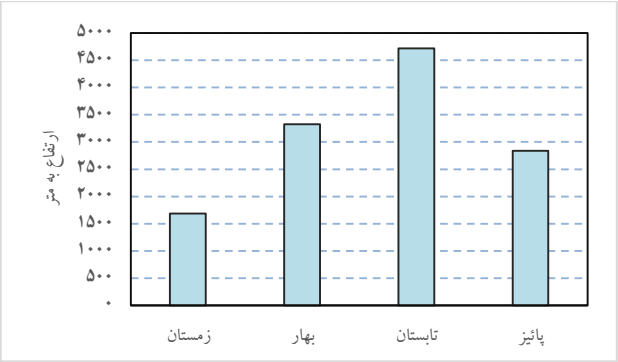
با احتساب نرخ ELR و معادلهٔ خط همبستگی، ارتفاع تراز انجماد محاسبه شد.

بررسی وضعیت FLH

نوسانات ارتفاع تراز انجماد در بازهٔ زمانی ۲۰۰۸-۲۰۱۶ مورد بررسی قرار گرفت. متوسط سالانه و فصلی در اشکال (۷) و (۸) ملاحظه می‌گردد. سال ۲۰۱۵ متوسط ارتفاع تراز در بالاترین ارتفاع خود و سال ۲۰۰۹ این تراز در حداقل ارتفاع خود قرار دارد. بالاترین ارتفاع تراز انجماد مربوط به فصل تابستان با ارتفاع ۴۷۱۵ متر و ارتفاع تراز زمستانه با ارتفاع ۱۶۸۷ متر در حداقل است. تراز پائیزه و بهاره به ترتیب در ارتفاع ۲۸۳۸ متر و ۳۳۲۵ متر قرار دارند.

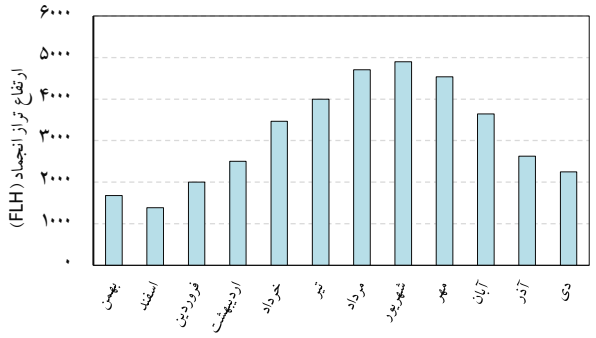


شکل ۷. نوسانات سالانه (FLH) در بازه زمانی ۲۰۰۸-۲۰۱۶

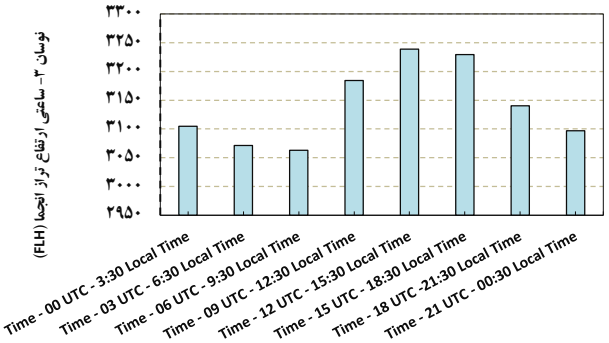


شکل ۸. نوسانات فصلی FLH در بازه زمانی ۲۰۰۸ -۲۰۱۶

نوسان ماهانه ارتفاع تراز انجماد در بازه زمانی مورد مطالعه در شکل (۹) نشان داده شده است؛ که پائین‌ترین ارتفاع این تراز مربوط به ماه‌های ژانویه و فووریه و بالاترین آن مربوط به ماه‌های جون تا سپتامبر می‌شود. نوسان ارتفاع تراز انجماد در ساعات مختلف روز نیز مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۱۰). ساعات اولیهٔ صبح حداقل ارتفاع تراز انجماد و ساعات بعد از ظهر حداکثر ارتفاع این تراز را به خود اختصاص می‌دهند.

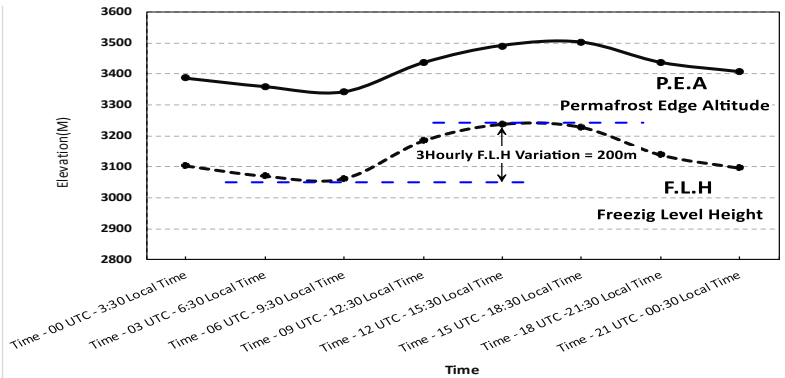


شکل ۹. نوسانات ماهانه FLH در بازه زمانی ۲۰۰۸-۲۰۱۶



شکل ۱۰. نوسانات روزانه FLH در بازه زمانی ۲۰۰۸-۲۰۱۶

دامنهٔ تغییرات نوسان روزانه FLH حدود ۲۰۰ متر است. ساعت ۶:۳۰ تا ۹:۳۰ نرخ FLH در ارتفاعات سبلان به حداقل ارتفاع خود در حدود ۳۰۵۰ متر نزول کرده و در ساعات ۱۵:۳۰ تا ۱۸:۳۰ به حداکثر ارتفاع خود در حدود ۳۲۵۰ متر می‌رسد (شکل ۱۱).



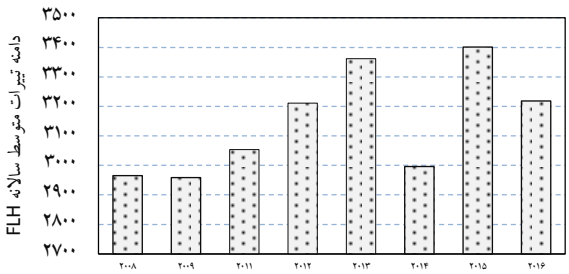
شکل ۱۱. نوسانات روزانه FLH و PEA در بازه زمانی مورد بررسی (۲۰۰۸-۲۰۱۶)

جدول (۱) ارتفاع تراز انجماد را به تفکیک ماه، فصل و سال و همچنین دامنهٔ تغییرات فصلی پائیز و بهار را نشان می‌دهد.

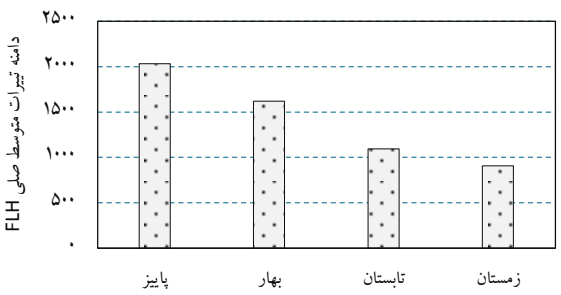
جدول (۲) ارتفاع تراز انجماد را به تفکیک ماه، فصل و سال و همچنین دامنهٔ تغییرات فصلی تابستان و زمستان را نشان می‌دهد.

جدول ۱. موقعیت ماهانه FLH در دوره آماری (۲۰۰۸-۲۰۱۶) – ماه‌های پاییز و بهار

دامنه تغییرات FLH فصلی	ارتفاع تراز انجماد ماهانه (ماه‌های بهار)	ماه میلادی	ماه شمسی	دامنه تغییرات FLH فصلی	ارتفاع تراز انجماد ماهانه (ماه‌های پائیز)	ماه میلادی	ماه شمسی	سال
	۲۱۹۳	**March**	فروردین		۴۹۱۸	**September**	مهر	۲۰۰۸
۱۲۱۴	۳۲۵۳	**April**	اردیبهشت	۲۷۹۲	۳۱۷۴	**October**	آبان	۲۰۰۸
	۳۴۰۷	**May**	خرداد		۲۱۲۶	**November**	آذر	۲۰۰۸
	۱۸۳۷	**March**	فروردین		۴۱۸۰	**September**	مهر	۲۰۰۹
۱۴۵۹	۲۴۴۷	**April**	اردیبهشت	۱۰۸۴	۳۴۶۷	**October**	آبان	۲۰۰۹
	۳۲۹۶	**May**	خرداد		۳۰۹۶	**November**	آذر	۲۰۰۹
	۱۲۷۴	**March**	فروردین		۴۵۸۱	**September**	مهر	۲۰۱۱
۲۰۰۱	۲۹۳۴	**April**	اردیبهشت	۲۵۸۰	۳۴۲۷	**October**	آبان	۲۰۱۱
	۳۲۷۵	**May**	خرداد		۲۰۰۱	**November**	آذر	۲۰۱۱
	۱۴۰۹	**March**	فروردین		۴۳۶۶	**September**	مهر	۲۰۱۲
۱۸۳۴	۲۴۰۷	**April**	اردیبهشت	۲۰۶۸	۳۹۲۴	**October**	آبان	۲۰۱۲
	۳۳۴۳	**May**	خرداد		۳۲۹۸	**November**	آذر	۲۰۱۲
	۲۳۶۶	**March**	فروردین		۴۷۲۱	**September**	مهر	۲۰۱۳
۱۰۰۳	۳۰۲۵	**April**	اردیبهشت	۱۸۷۹	۴۲۷۹	**October**	آبان	۲۰۱۳
	۳۳۶۹	**May**	خرداد		۲۸۴۲	**November**	آذر	۲۰۱۳
	۱۹۲۳	**March**	فروردین		۴۷۳۴	**September**	مهر	۲۰۱۴
۱۸۷۲	۱۸۷۳	**April**	اردیبهشت	۱۷۵۹	۳۷۲۵	**October**	آبان	۲۰۱۴
	۳۷۴۵	**May**	خرداد		۲۹۳۹	**November**	آذر	۲۰۱۴
	۲۱۸۷	**March**	فروردین		۴۰۵۸	**September**	مهر	۲۰۱۵
۱۸۰۳	۲۶۶۰	**April**	اردیبهشت	۲۶۰۱	۴۱۳۶	**October**	آبان	۲۰۱۵
	۳۹۹۰	**May**	خرداد		۱۴۵۷	**November**	آذر	۲۰۱۵
	۲۸۵۲	**March**	فروردین		۴۷۳۱	**September**	مهر	۲۰۱۶
۱۷۴۸	۱۶۳۱	**April**	اردیبهشت	۱۴۷۲	۳۰۳۳	**October**	آبان	۲۰۱۶
	۳۳۷۹	**May**	خرداد		۳۳۰۴	**November**	آذر	۲۰۱۶



شکل ۱۲. دامنهٔ تغییرات ارتفاعی سالانه FLH در بازهٔ زمانی ۲۰۰۸-۲۰۱۶



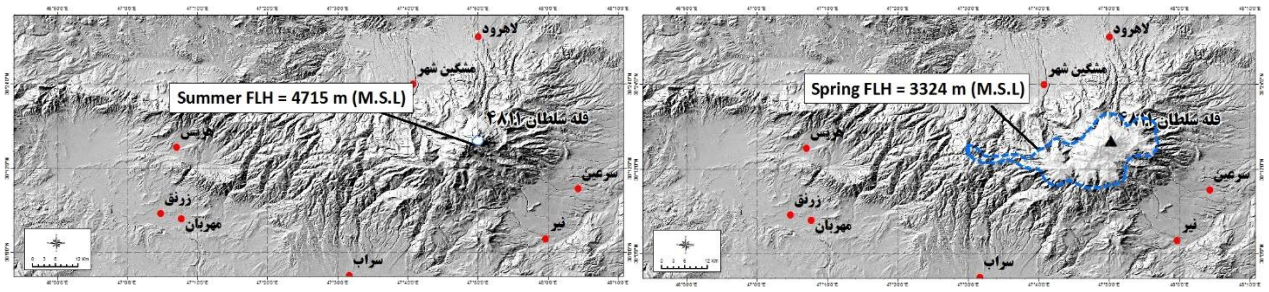
شکل ۱۳. دامنهٔ تغییرات ارتفاعی فصلی FLH در بازهٔ زمانی ۲۰۰۸-۲۰۱۶

جدول ۲. موقعیت ماهانه FLH در دوره آماری (۲۰۰۸-۲۰۱۶) – ماه‌های تابستان و زمستان

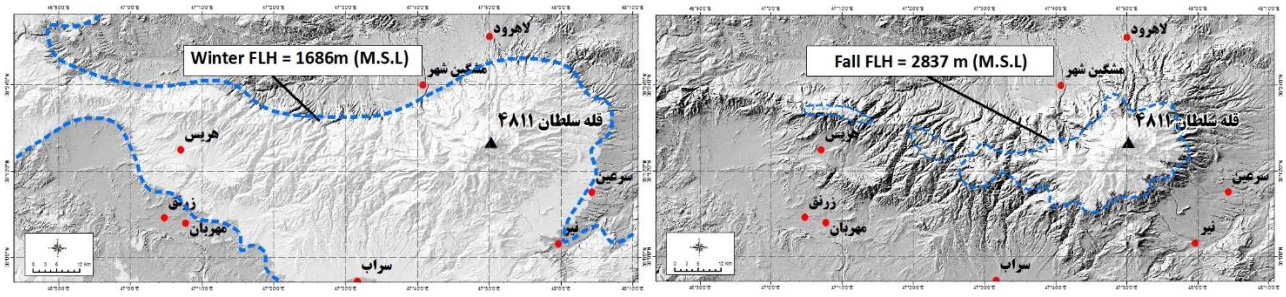
دامنه تغییرات FLH فصلی	ارتفاع تراز انجماد ماهانه (ماه‌های زمستان)	ماه میلادی	ماه شمسی	دامنه تغییرات FLH فصلی	ارتفاع تراز انجماد ماهانه (ماه‌های تابستان)	ماه میلادی	ماه شمسی	سال
	۱۰۷۴	January	بهمن		۳۹۶۵	June	تیر	۲۰۰۸
۱۶۵۳	۴۰۸	February	اسفند	۲۰۹۰	۳۹۵۵	July	مرداد	۲۰۰۸
	۲۰۶۱	December	دی		۵۰۵۵	August	شهریور	۲۰۰۸
	۱۰۴۸	January	بهمن		۳۲۴۸	June	تیر	۲۰۰۹
۹۱۸	۱۹۶۶	February	اسفند	۱۲۰۲	۴۸۱۶	July	مرداد	۲۰۰۹
	۱۶۵۴	December	دی		۴۴۵۰	August	شهریور	۲۰۰۹
	۱۹۰۰	January	بهمن		۴۳۸۳	June	تیر	۲۰۱۱
۷۳۹	۱۶۸۹	February	اسفند	۸۱۱	۴۸۲۸	July	مرداد	۲۰۱۱
	۱۱۶۱	December	دی		۵۱۹۴	August	شهریور	۲۰۱۱
	۱۹۳۲	January	بهمن		۴۲۹۹	June	تیر	۲۰۱۲
۱۱۷۱	۱۸۵۱	February	اسفند	۷۲۵	۳۹۸۰	July	مرداد	۲۰۱۲
	۳۰۲۲	December	دی		۴۷۰۵	August	شهریور	۲۰۱۲
	۱۸۵۹	January	بهمن		۳۸۲۶	June	تیر	۲۰۱۳
۶۲۵	۱۸۴۹	February	اسفند	۱۱۱۴	۴۷۸۱	July	مرداد	۲۰۱۳
	۲۴۸۵	December	دی		۴۹۴۰	August	شهریور	۲۰۱۳
	۱۳۴۳	January	بهمن		۴۳۵۷	June	تیر	۲۰۱۴
۷۴۸	۱۴۰۰	February	اسفند	۶۹۷	۴۹۸۸	July	مرداد	۲۰۱۴
	۲۱۴۸	December	دی		۵۰۵۴	August	شهریور	۲۰۱۴
	۲۳۸۱	January	بهمن		۴۳۵۵	June	تیر	۲۰۱۵
۴۲۶	۲۳۹۰	February	اسفند	۷۳۹	۵۳۹۳	July	مرداد	۲۰۱۵
	۲۷۱۶	December	دی		۵۰۹۴	August	شهریور	۲۰۱۵
	۱۹۱۵	January	بهمن		۳۵۹۲	June	تیر	۲۰۱۶
۹۵۲	۱۷۹۵	February	اسفند	۱۳۵۴	۴۹۴۶	July	مرداد	۲۰۱۶
	۲۷۴۷	December	دی		۴۶۹۸	August	شهریور	۲۰۱۶

شکل‌های (۱۴) و (۱۵) موقعیت متوسط ارتفاع تراز انجماد فصلی را بر روی توپوگرافی کوهستان سبلان نشان می دهد. شکل (۱۶) متوسط سالانه این تراز را نشان می‌دهد.

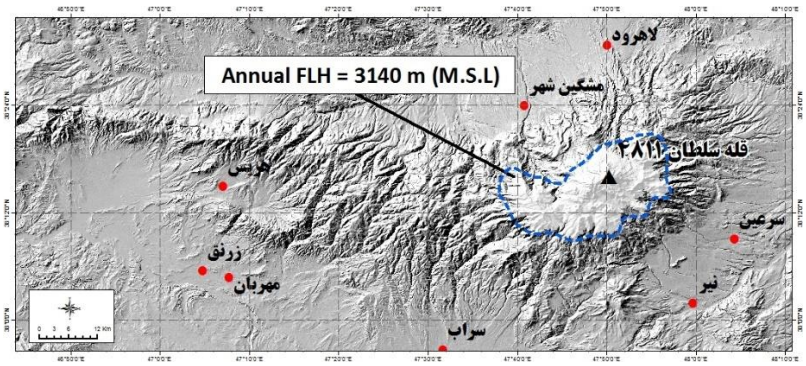
شکل (۱۷) موقعیت ارتفاع تراز انجماد را به صورت شماتیک در ارتفاعات سبلان نشان می‌دهد. ارتفاع متوسط تراز تابستانه در نزدیکی قله سلطان (ارتفاع ۴۷۱۵ متر) قرار می‌گیرد. متوسط سالانه تراز FLH در ارتفاع ۳۱۴۰ متری و حداقل ارتفاع تراز انجماد مربوط به فصل زمستان و در ارتفاع ۱۶۸۶ متر است.



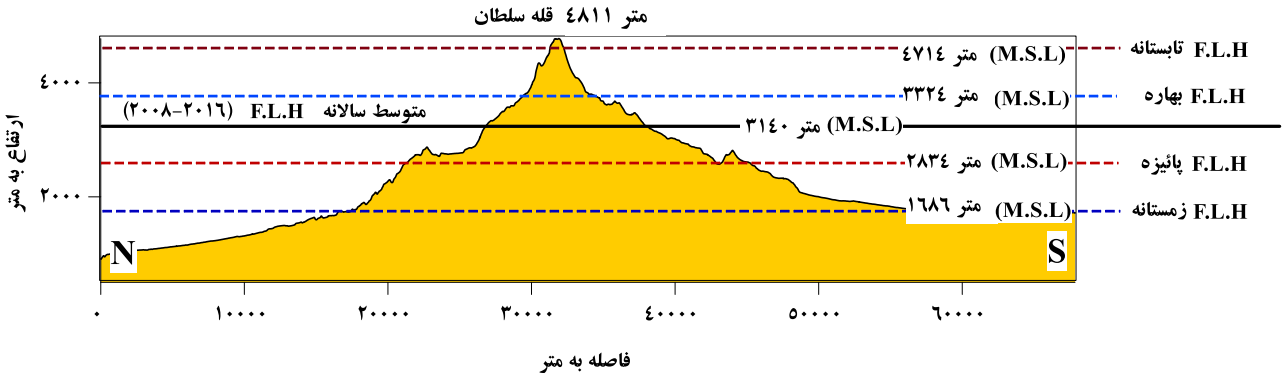
شکل ۱۴. متوسط ارتفاع تراز انجماد (FLH) بهاره (تصویر سمت راست) و تابستانه (تصویر سمت چپ)



شکل ۱۵. متوسط ارتفاع تراز انجماد (FLH) پائیزه (تصویر سمت راست) و زمستانه (تصویر سمت چپ)



شکل ۱۶. متوسط سالانهٔ ارتفاع تراز انجماد (FLH)



شکل ۱۷. نمایش شماتیک تراز فصلی FLH در ارتفاعات سبلان

محاسبهٔ FLH بر اساس داده‌های ایستگاهی

محاسبات FLH بر اساس داده‌های رادیوسوند صورت گرفت. محاسبات FLH بر اساس داده‌های ایستگاهی نیز انجام گرفت. ارتفاع تراز انجماد (FLH) بر اساس داده‌های ایستگاه‌های اقلیمی نیز انجام گرفت و با نتایج داده‌های شبکه‌ای رادیوسوند مقایسه گردید. ارتفاع تراز انجماد بر اساس ایستگاه‌های زمینی در بازه‌های زمانی سالانه، فصلی و ماهانه محاسبه شد (جداول ۶ تا ۸).

جدول ۳. متوسط دمای ماهانه ایستگاه‌های زمینی مورداستفاده (میانگین ۲۰۰۸ – ۲۰۱۶)

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	جون
اهر	۴۷/۰۶۴۶	۳۸/۴۷۷۴	۱۳۵۲	-۰/۸۵۷	۱/۰۰۰	۶/۲۰۰	۱۰/۸۱۴	۱۵/۳۷۱	۱۹/۹۱۴
اردبیل	۴۸/۲۹۲۱	۳۸/۲۵۳۰	۱۳۴۹	-۱/۱۸۶	۰/۸۱۴	۵/۹۰۰	۹/۷۵۷	۱۴/۲۷۱	۱۷/۴۱۴
بوستان آباد	۴۶/۸۳۱۶	۳۷/۸۴۸۵	۱۷۴۴	-۳/۵۷۱	-۰/۸۰۰	۵/۳۸۶	۱۰/۸۵۷	۱۵/۷۰۰	۲۰/۷۷۱
فیروزآباد کوثر	۴۸/۲۲۷۴	۳۷/۵۸۷۰	۱۱۵۰	-۰/۶۰۰	۲/۵۷۱	۹/۰۵۷	۱۴/۲۴۳	۱۹/۵۵۷	۲۴/۷۵۷
فرودگاه اردبیل	۴۸/۴۱۹۴	۳۸/۳۲۱۷	۱۳۱۲	-۲/۸۰۰	-۰/۱۰۰	۵/۲۵۷	۸/۹۱۴	۱۳/۳۱۴	۱۶/۵۷۱
گرمی	۴۸/۰۸۰۶	۳۹/۰۳۷۸	۸۰۷	۳/۳۲۹	۳/۳۲۹	۹/۱۷۱	۱۳/۳۰۰	۱۹/۰۲۹	۲۴/۰۱۴
هریس	۴۷/۱۱۵۴	۳۸/۲۴۸۱	۱۹۰۱	-۳/۲۱۴	-۱/۳۵۷	۳/۹۷۱	۹/۴۲۹	۱۴/۰۱۴	۱۹/۱۴۳
کلیبر	۴۷/۰۴۰۵	۳۸/۸۶۴۲	۱۱۴۱	۲/۴۵۷	۲/۷۰۰	۸/۳۵۷	۱۲/۱۸۶	۱۶/۷۷۱	۲۱/۰۷۱
خلخال	۴۸/۵۳۱۳	۳۷/۶۱۹۹	۱۷۹۷	-۳/۴۰۰	-۱/۱۴۳	۴/۰۵۷	۸/۹۲۹	۱۳/۵۱۴	۱۷/۵۲۹
مشکین‌شهر	۴۷/۶۷۳۸	۳۸/۳۹۶۳	۱۴۳۴	۰/۲۵۷	۱/۳۲۹	۶/۳۸۶	۱۰/۶۱۴	۱۵/۰۱۴	۱۹/۰۵۷
میانه	۴۷/۷۲۴۱	۳۷/۴۲۶۴	۱۱۱۸	-۰/۷۱۴	۲/۵۷۱	۸/۹۴۳	۱۴/۱۰۰	۱۹/۰۵۷	۲۴/۵۵۷
نمین	۴۸/۴۸۳۵	۳۸/۴۲۶۰	۱۴۲۷	-۰/۳۲۹	۱/۰۴۳	۶/۲۵۷	۱۰/۴۴۳	۱۴/۹۴۳	۱۸/۴۱۴
نیر	۴۸/۰۰۰۶	۳۸/۰۳۵۱	۱۶۲۰	۰/۶۰۰	۰/۷۰۰	۵/۵۱۷	۱۰/۴۰۰	۱۵/۸۱۷	۱۹/۴۰۰
سر آب	۴۷/۵۳۷۲	۳۷/۹۴۲۹	۱۶۸۲	-۴/۶۰۰	-۱/۳۴۳	۴/۲۰۰	۹/۱۰۰	۱۳/۶۱۴	۱۷/۹۱۴
سرعین	۴۸/۰۷۰۴	۳۸/۱۴۹۵	۱۶۷۰	-۰/۸۵۷	۰/۵۲۹	۵/۷۸۶	۱۰/۵۲۹	۱۵/۲۲۹	۱۸/۸۰۰

جدول ۴. متوسط دمای ماهانه ایستگاه‌های زمینی مورداستفاده (میانگین ۲۰۰۸ – ۲۰۱۶) - ادامه

نام ایستگاه	جولای	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
اهر	۲۲/۶۰۰	۲۱/۹۴۳	۱۸/۱۰۰	۱۲/۳۰۰	۵/۸۵۷	۲/۰۲۹
اردبیل	۱۹/۲۴۳	۱۸/۸۷۱	۱۵/۸۰۰	۱۱/۲۵۷	۵/۴۱۴	۱/۷۴۳
بوستان آباد	۲۳/۹۵۷	۲۳/۴۴۳	۱۹/۲۲۹	۱۲/۲۸۶	۴/۵۵۷	-۰/۷۱۴
فیروزآباد کوثر	۲۷/۳۱۴	۲۶/۶۷۱	۲۲/۷۱۴	۱۵/۶۷۱	۷/۷۱۴	۲/۲۲۹
فرودگاه اردبیل	۱۸/۶۰۰	۱۸/۰۰۰	۱۴/۸۸۶	۱۰/۴۵۷	۴/۲۷۱	۰/۰۰۰
گرمی	۲۶/۴۲۹	۲۵/۵۴۳	۲۰/۴۲۹	۱۴/۸۵۷	۹/۲۱۴	۵/۹۵۷
هریس	۲۲/۱۱۴	۲۲/۱۰۰	۱۸/۳۴۳	۱۱/۶۵۷	۴/۱۷۱	-۰/۲۸۶
کلیبر	۲۳/۹۰۰	۲۳/۳۰۰	۱۸/۶۸۶	۱۳/۵۰۰	۷/۹۰۰	۵/۲۴۳
خلخال	۲۰/۳۵۷	۱۹/۶۸۶	۱۶/۲۰۰	۱۰/۰۲۹	۳/۱۵۷	-۰/۶۱۴
مشکین‌شهر	۲۱/۴۲۹	۲۰/۹۴۳	۱۷/۳۲۹	۱۲/۲۷۱	۶/۳۲۹	۳/۴۱۴
میانه	۲۷/۵۸۶	۲۶/۹۸۶	۲۲/۸۴۳	۱۵/۶۷۱	۷/۵۴۳	۲/۲۱۴
دمین	۲۰/۳۴۳	۱۹/۸۲۹	۱۶/۳۵۷	۱۱/۹۸۶	۶/۰۴۳	۲/۷۸۶
نیر	۲۱/۱۱۷	۲۰/۴۳۳	۱۷/۶۸۳	۱۲/۳۸۳	۶/۰۱۷	۲/۵۵۰
سرآب	۲۰/۵۵۷	۲۰/۱۲۹	۱۶/۴۴۳	۱۰/۰۸۶	۳/۱۱۴	-۲/۱۱۴
سرعین	۲۰/۶۲۹	۲۰/۲۰۰	۱۷/۰۸۶	۱۲/۰۱۴	۵/۶۵۷	۲/۲۰۰

جدول ۵. متوسط دمای سالانه و فصلی ایستگاه‌های زمینی مورداستفاده

نام ایستگاه	زمستان	بهار	تابستان	پائیز	متوسط سالانه
اهر	۲/۱۱۴	۱۵/۳۶۷	۲۰/۸۸۱	۶/۷۲۹	۱۱/۲۷۳
اردبیل	۱/۸۴۳	۱۳/۸۱۴	۱۷/۹۷۱	۶/۱۳۸	۹/۹۴۲
بوستان آباد	۰/۳۳۸	۱۵/۷۷۶	۲۲/۲۱۰	۵/۳۷۶	۱۰/۹۲۵
فیروزآباد کوثر	۳/۶۷۶	۱۹/۵۱۹	۲۵/۵۶۷	۸/۵۳۸	۱۴/۳۲۵
فرودگاه اردبیل	۰/۷۸۶	۱۲/۹۳۳	۱۷/۱۶۲	۴/۹۱۰	۸/۹۴۸
گرمی	۵/۲۷۶	۱۸/۷۸۱	۲۴/۱۳۳	۱۰/۰۱۰	۱۴/۵۵۰
هریس	-۰/۲۰۰	۱۴/۱۹۵	۲۰/۸۵۲	۵/۱۸۱	۱۰/۰۰۷
کلیبر	۴/۵۰۵	۱۶/۶۷۶	۲۱/۹۶۲	۸/۸۸۱	۱۳/۰۰۶
خلخال	-۰/۱۶۲	۱۳/۳۲۴	۱۸/۷۴۸	۴/۱۹۰	۹/۰۲۵
مشکین‌شهر	۲/۶۵۷	۱۴/۸۹۵	۱۹/۹۰۰	۷/۳۳۸	۱۱/۱۹۸
میانه	۳/۶۰۰	۱۹/۲۳۸	۲۵/۸۰۵	۸/۴۷۶	۱۴/۲۸۰
دمین	۲/۳۲۴	۱۴/۶۰۰	۱۸/۸۴۳	۶/۹۳۸	۱۰/۶۷۶
نیر	۲/۲۷۲	۱۵/۲۰۶	۱۹/۷۴۴	۶/۹۸۳	۱۱/۰۵۱
سرآب	-۰/۵۸۱	۱۳/۵۴۳	۱۹/۰۴۳	۳/۶۹۵	۸/۹۲۵
سرعین	۱/۸۱۹	۱۴/۸۵۲	۱۹/۳۰۵	۶/۶۲۴	۱۰/۶۵۰

جدول ۶. ارتفاع تراز انجماد سالانه (مقایسهٔ ایستگاه‌های زمینی و داده‌های رادیوسوند)

سال	ارتفاع تراز انجماد سالانه بر اساس داده‌های رادیو سوند	ارتفاع تراز انجماد سالانه بر اساس داده‌های ایستگاهی
۲۰۰۸	۲۹۶۲	۳۰۹۸
۲۰۰۹	۲۹۵۰	۲۹۴۷
۲۰۱۱	۳۰۵۰	۳۱۴۲
۲۰۱۲	۳۲۱۰	۳۲۹۸
۲۰۱۳	۳۳۵۴	۳۳۸۷
۲۰۱۴	۲۹۸۳	۳۳۵۱
۲۰۱۵	۳۴۰۲	۳۶۳۷
۲۰۱۶	۳۲۱۷	۳۳۹۱

جدول ۷. ارتفاع تراز انجماد فصلی (مقایسهٔ ایستگاه‌های زمینی و داده‌های رادیو سوند)

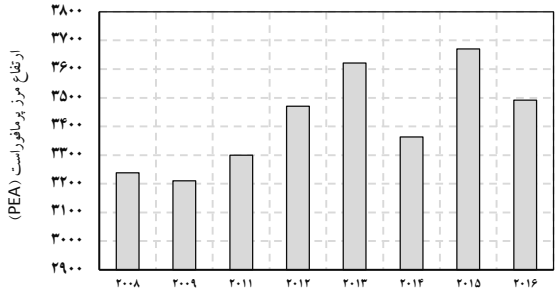
	ارتفاع تراز انجماد فصلی بر اساس داده‌های رادیو سوند	ارتفاع تراز انجماد فصلی بر اساس داده‌های ایستگاهی
زمستان	۱۶۸۷	۱۷۹۹
بهار	۳۳۲۵	۳۹۲۷
تابستان	۴۷۱۵	۴۷۴۲
پائیز	۲۸۳۸	۲۶۵۷
سالانه	۳۱۴۰	۳۲۸۱

جدول ۸. ارتفاع تراز انجماد ماهانه (مقایسهٔ ایستگاه‌های زمینی و داده‌های رادیو سوند)

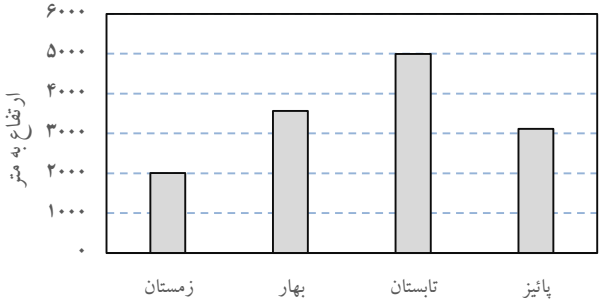
ماه شمسی	ماه میلادی	ارتفاع تراز انجماد فصلی بر اساس داده‌های رادیو سوند	ارتفاع تراز انجماد فصلی بر اساس داده‌های ایستگاهی
دی	jan	۱۶۷۷	۱۲۵۹
بهمن	feb	۱۳۸۱	۱۶۰۲
اسفند	mar	۲۰۰۲	۲۵۳۸
فروردین	apr	۲۵۰۶	۳۵۶۶
اردیبهشت	may	۳۴۶۹	۳۹۷۹
خرداد	jun	۳۹۹۹	۴۲۳۸
تیر	jul	۴۷۱۰	۴۵۴۵
مرداد	aug	۴۸۹۸	۴۷۰۴
شهریور	sep	۴۵۳۶	۴۹۷۸
مهر	oct	۳۶۴۱	۳۷۴۵
آبان	nov	۲۶۲۸	۲۵۰۵
آذر	dec	۲۲۴۴	۱۷۲۱

بررسی وضعیت PEA

ارتفاع مرز پرمافراست برای بازه‌های زمانی سالانه، فصلی ماهانه و روزانه مورد بررسی قرار گرفت (شکل‌های ۱۸، ۱۹ و ۲۰). شکل (۱۸) نوسانات سالانهٔ ارتفاع مرز پرمافراست را نشان می‌دهد. بالاترین تراز سالانهٔ PEA مربوط به سال ۲۰۱۵ با ارتفاع ۳۶۶۹ متر و کمترین آن مربوط به سال ۲۰۰۹ با ارتفاع ۳۲۱۰ متر است.

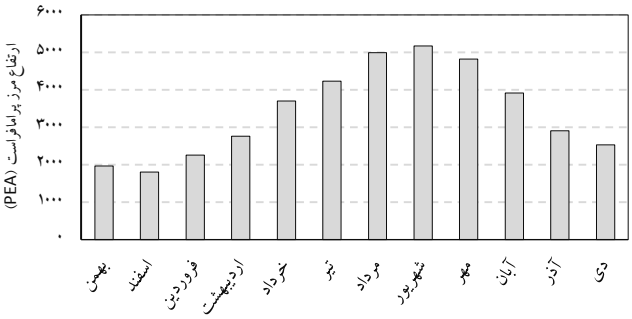


شکل ۱۸. نوسانات متوسط سالانه PEA در بازه زمانی (۲۰۱۶- ۲۰۰۸)

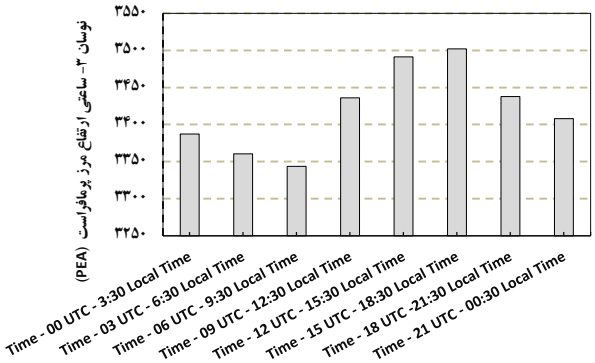


شکل ۱۹. نوسانات متوسط فصلی PEA در بازه زمانی (۲۰۱۶- ۲۰۰۸)

شکل (۱۹) نوسان ارتفاع مرز پرمافراست فصلی را در محدودهٔ مورد بررسی نشان می‌دهد. بالاترین نرخ PEA مربوط به تابستان در ارتفاع ۴۹۹۴ متری و کمترین آن در فصل زمستان در ارتفاع ۲۰۰۸ متری قرار دارد. فصل پائیز و بهار به ترتیب ارتفاع ۳۱۱۵ و ۳۵۶۴ متر را نشان می‌دهد. نوسانات ماهانه در شکل (۲۰) نشان داده شده است. ماه‌های جون، جولای تا سپتامبر بالاترین تراز PEA را نشان می‌دهد و ماه‌های ژانویه و فوریه کمترین نرخ را دارند.



شکل ۲۰. نوسانات متوسط ماهانه PEA در بازه زمانی ۲۰۰۸- ۲۰۱۶



شکل ۲۱. نوسانات متوسط روزانه PEA در بازه زمانی ۲۰۰۸- ۲۰۱۶

نرخ PEA در ساعات اولیهٔ صبح به حداقل و در ساعات بعد از ظهر از ساعت ۱۲:۳۰ تا ۱۸:۳۰ به وقت محلی به حداکثر ارتفاع خود می‌رسد. شکل (۲۱) نوسانات روزانه تراز PEA را به طور متوسط در دورهٔ آماری مورد بررسی نشان می‌دهد. متوسط ارتفاع مرزبرف تابستانه در دوره ۲۰۰۸-۲۰۱۶ محاسبه گردید که برابر با ۴۷۱۵ می‌باشد؛ که برآوردی از ارتفاع خط تعادل است. با توجه به ارتفاع قله سبلان که ۴۸۱۱ متر است، ارتفاع خط تعادل ۹۶ متر پائین تر از قله اصلی سبلان قرار می‌گیرد (شکل ۲۲). تراز PEA سالانه با ارتفاع ۳۴۲۰ متر دارای اختلاف ۱۲۹۵ متری با تراز ELA می‌باشد. متوسط ارتفاع تراز انجماد سالانه در سطح ۳۱۴۵ متری قرار گرفته که ۲۷۵ متر اختلاف با تراز PEA و ۱۵۷۰ متر اختلاف با تراز ELA دارد. محاسبات مربوط به معادلات خط همبستگی (شامل معادلهٔ خط همبستگی، ضرایب a و b) در بازه‌های زمانی متوسط سالانه، فصلی و ماهانه مربوط به ترازهای FLH، PEA و نرخ افت ELR در جداول (۹) تا (۱۱) نشان داده شده‌اند.

جدول ۹. محاسبات متوسط سالانهٔ ترازهای FLH، PEA و ELR (دورهٔ آماری ۲۰۰۸ – ۲۰۱۶)

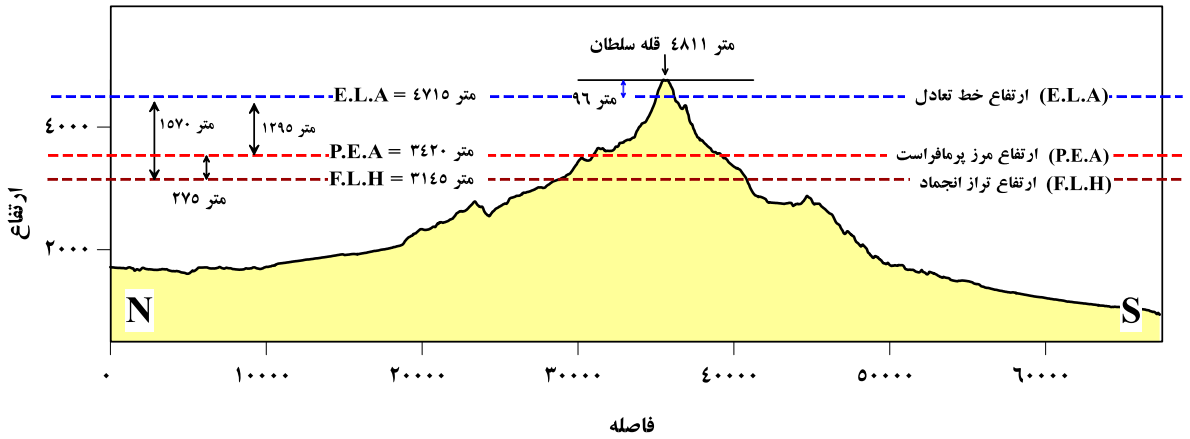
سال	ضریب (a)	ضریب (b)	متوسط ضریب رگرسیون	معادلهٔ خط همبستگی	متوسط FLH	متوسط PEA	متوسط ELR
۲۰۰۸	-۰/۰۰۶۷۳	۲۰/۳۷	-۰/۹۹۱۱۱۷	Y = -۰/۰۰۶۷۳X + ۲۰/۳۷	۲۹۶۲	۳۲۳۸	-۶/۷۳۲۱
۲۰۰۹	-۰/۰۰۷۰۳	۲۰/۶۷	-۰/۹۹۲۸۱۷	Y = -۰/۰۰۷۰۳X + ۲۰/۶۶۷	۲۹۵۰	۳۲۱۱	-۷/۰۲۷۷
۲۰۱۱	-۰/۰۰۷۳۲	۲۲/۳۸	-۰/۹۹۵۸۴۱	Y = -۰/۰۰۷۳۲X + ۲۲/۳۸	۳۰۵۰	۳۳۰۰	-۷/۳۱۰۵
۲۰۱۲	-۰/۰۰۷۰۰	۲۲/۳۵	-۰/۹۹۳۵۲۲	Y = -۰/۰۰۷۰۰X + ۲۲/۳۵	۳۲۱۰	۳۴۷۱	-۷/۰۰۴۶
۲۰۱۳	-۰/۰۰۶۹۴	۲۳/۵۰	-۰/۹۹۲۲۲۹	Y = -۰/۰۰۶۹۴X + ۲۳/۵۰	۳۳۵۴	۳۶۲۱	-۶/۹۴۱۸
۲۰۱۴	-۰/۰۰۶۴۳	۱۹/۸۲	-۰/۹۸۹۷۴۲	Y = -۰/۰۰۶۴۳X + ۱۹/۸۲	۲۹۸۳	۳۳۶۴	-۶/۴۳۳۱
۲۰۱۵	-۰/۰۰۶۸۷	۲۴/۰۱	-۰/۹۹۶۹۴۵	Y = -۰/۰۰۶۸۶۷X + ۲۴/۰۱	۳۴۰۲	۳۶۷۰	-۶/۸۶۸۳
۲۰۱۶	-۰/۰۰۶۶۷	۲۱/۸۶	-۰/۹۹۶۵۹۲	Y = -۰/۰۰۶۶۷X + ۲۱/۸۶	۳۲۱۷	۳۴۹۲	-۶/۶۶۹۹

جدول ۱۰. محاسبات متوسط فصلی ترازهای FLH، PEA و ELR (دورهٔ آماری ۲۰۰۸ – ۲۰۱۶)

فصل	ضریب (a)	ضریب (b)	متوسط ضریب رگرسیون	معادلهٔ خط همبستگی	متوسط FLH	متوسط PEA	متوسط ELR
زمستان	-۰/۰۰۶۹۰	۲۱/۸۵۸	-۰/۹۹۳۲	Y = -۰/۰۰۶۹۰X + ۲۱/۸۵۸	۱۶۸۷	۲۰۰۸	-۶/۴۱۴
بهار	-۰/۰۰۶۸۷	۲۱/۸۶۶	-۰/۹۹۳۲	Y = -۰/۰۰۶۸۷X + ۲۱/۸۶۶	۳۳۲۵	۳۵۶۵	-۷/۴۰۳
تابستان	-۰/۰۰۶۸۶	۲۱/۹۶۷	-۰/۹۹۳۴	Y = -۰/۰۰۶۸۶X + ۲۱/۹۶۷	۴۷۱۵	۴۹۹۴	-۷/۰۶۷
پائیز	-۰/۰۰۶۸۷	۲۱/۹۰۶	-۰/۹۹۳۹	Y = -۰/۰۰۶۸۷X + ۲۱/۹۰۶	۲۸۳۸	۳۱۱۵	-۶/۶۰۹

جدول ۱۱. محاسبات متوسط ماهانهٔ ترازهای FLH، PEA و ELR (دورهٔ آماری ۲۰۰۸ – ۲۰۱۶)

ماه شمسی	ماه میلادی	ضریب (a)	ضریب (b)	متوسط ضریب رگرسیون	معادلهٔ خط همبستگی	متوسط FLH	متوسط PEA	متوسط ELR
دی	jan	−۰/۰۰۶۹۱	۲۱/۷۷	−۰/۹۹۳۲۴۳	Y = −۰/۰۰۶۹۱X + ۲۱/۷۷	۱۶۷۷	۱۹۶۷	−۶/۳۲۳
بهمن	feb	−۰/۰۰۶۹۰	۲۱/۸۲	−۰/۹۹۳۲۱۱	Y = −۰/۰۰۶۹۰X + ۲۱/۸۲	۱۳۸۱	۱۸۰۱	−۶/۴۸۰
اسفند	mar	−۰/۰۰۶۹۰	۲۱/۹۸	−۰/۹۹۳۲۰۵	Y = −۰/۰۰۶۹۰X + ۲۱/۹۸	۲۰۰۲	۲۲۵۷	−۷/۱۸۲
فروردین	apr	−۰/۰۰۶۸۹	۲۱/۹۱	−۰/۹۹۳۲۱۹	Y = −۰/۰۰۶۸۹X + ۲۱/۹۱	۲۵۰۶	۲۷۶۰	−۷/۲۳۸
اردیبهشت	may	−۰/۰۰۶۸۷	۲۱/۸۵	−۰/۹۹۳۲۱۹	Y = −۰/۰۰۶۸۷X + ۲۱/۸۵	۳۴۶۹	۳۷۰۳	−۷/۷۹۰
خرداد	jun	−۰/۰۰۶۸۶	۲۱/۸۳	−۰/۹۹۳۲۵۸	Y = −۰/۰۰۶۸۶X + ۲۱/۸۳	۳۹۹۹	۴۲۳۱	−۷/۸۵۵
تیر	jul	−۰/۰۰۶۸۵	۲۱/۸۸	−۰/۹۹۳۳۰۲	Y = −۰/۰۰۶۸۵X + ۲۱/۸۸	۴۷۱۰	۴۹۹۱	−۶/۶۱۴
مرداد	aug	−۰/۰۰۶۸۶	۲۲/۰۰	−۰/۹۹۳۳۸۵	Y = −۰/۰۰۶۸۶X + ۲۲/۰۰	۴۸۹۸	۵۱۷۱	−۶/۷۳۳
شهریور	sep	−۰/۰۰۶۸۷	۲۲/۰۲	−۰/۹۹۳۶۰۴	Y = −۰/۰۰۶۸۷X + ۲۲/۰۲	۴۵۳۶	۴۸۲۰	−۶/۴۵۲
مهر	oct	−۰/۰۰۶۸۶	۲۱/۸۶	−۰/۹۹۳۹۱۱	Y = −۰/۰۰۶۸۶X + ۲۱/۸۶	۳۶۴۱	۳۹۱۲	−۶/۸۱۵
آبان	nov	−۰/۰۰۶۸۷	۲۱/۸۹	−۰/۹۹۳۸۹۵	Y = −۰/۰۰۶۸۷X + ۲۱/۸۹	۲۶۲۸	۲۹۰۷	−۶/۵۵۹
آذر	dec	−۰/۰۰۶۸۸	۲۱/۹۶	−۰/۹۹۳۹۸۰	Y = −۰/۰۰۶۸۸X + ۲۱/۹۶	۲۲۴۴	۲۵۲۷	−۶/۴۴۰

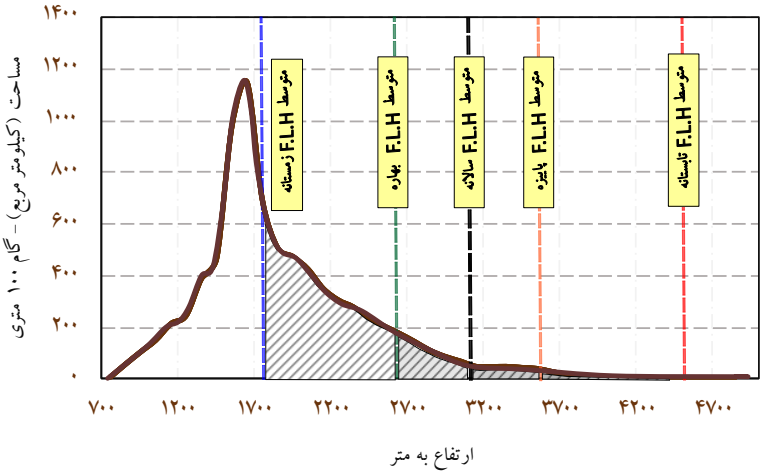


شکل ۲۲. شکل شماتیک موقعیت قرارگیری تراز ELA، PEA و FLH در کوهستان سبلان

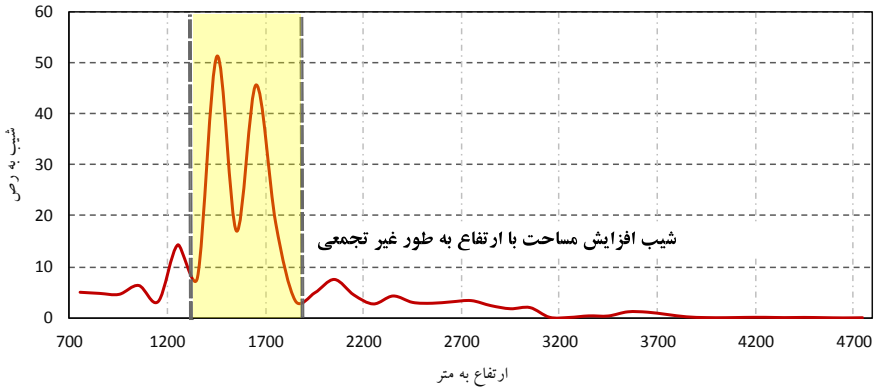
تحلیل هیپسومتریک در ارتباط با جا بجایی ترازهای ارتفاعی ELA، PEA و FLH

جابجایی ترازهای ELA، PEA و FLH در ارتباط با توزیع هیپسومتریکی (توزیع مساحت در ارتفاعات مختلف) کوهستان‌ها می‌تواند مستقیماً بر توان نگهداشت منابع آبی در دوره‌های گرم و خشک سال مؤثر باشد. تراز FLH در این بین دارای اهمیّت ویژه‌ای است. شکل (۲۳) موقعیت تراز FLA سالانه و فصلی در ارتباط با توزیع هیپسومتریکی کوهستان سبلان را نشان می‌دهد. نزول تراز FLH زمستانه از ۱۷۰۰ متر با تأثیرات شدید سطوح توپوگرافیک روبرو شده و در نتیجه تأثیرات هیدرولوژیک آن به شدّت افزایش می‌یابد. تغییرات FLH از ارتفاع حدود ۱۲۰۰ تا ۱۷۰۰ شدید است و جابجایی FLH در این محدود، تأثیرات بیشتری در منابع آبی و تغذیه آبخوان‌ها و چشمه‌ها دارد. تغییرات تراز FLH در محدودهٔ ارتفاعی ۱۷۰۰ تا ۳۲۰۰ نیز دارای شیب تغییرات نسبتاً زیادی است. از ارتفاع ۳۷۰۰ متر به بالا شیب تغییرات منحنی هیپسومتریک و نیز مساحت زیر منحنی کاهش می‌یابد (شکل ۲۳) که از این منظر تأثیرات هیدرولوژیکی را کاهش می‌دهد در صورتی که عواملی همچون ضخامت بیشتر برف و یخ و مقدار بیشتر بارش در این بخش تا حدودی اثر عامل فوق‌الذکر را کاهش می‌دهد.

شیب تغییرات ارتفاع و مساحت پوششدهندهٔ به طور غیر تجمعی در کلاس‌های ۱۰۰ متری مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۲۴). از ارتفاع ۱۲۵۰ متر تا ۱۸۰۰ متر، شیب تغییرات ارتفاع با مساحت به شدّت متغیّر است. جابه‌جایی FLH در این محدود، تأثیرات بیشتری بر منابع آبی در پی خواهد داشت. با روند گرمایش جهانی و خشکسالی‌های مستمر که عرصه اقلیمی منطقه و ایران را در بر گرفته است صعود تراز FLH زمستانه از ارتفاع ۱۷۶۷ متر به ترازهای بالاتر می‌تواند تأثیرات تراژیک بر نگهداشت و تأمین منابع آبی داشته باشد.

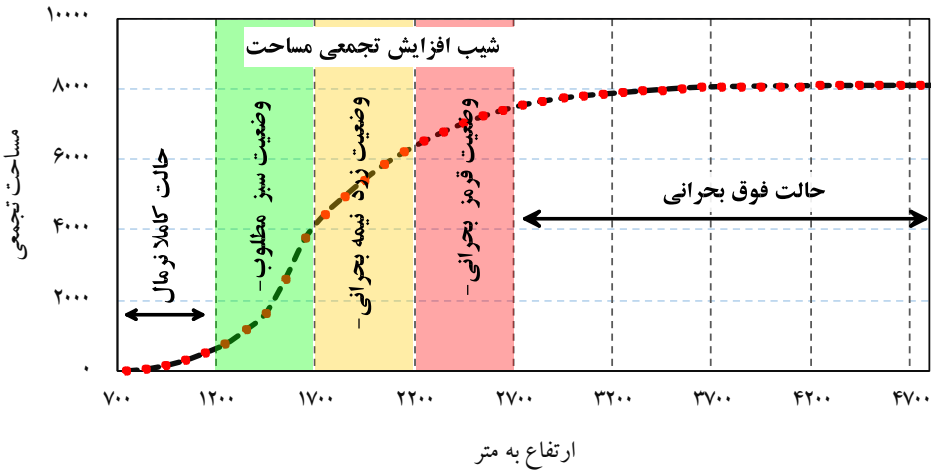


شکل ۲۳. موقعیت متوسط تراز FLH بر منحنی هیپسومتری ارتفاعات سبلان



شکل ۲۴. شیب افزایش ارتفاع و مساحت پوشش دهندهٔ به طور غیر تجمعی در کلاس های ۱۰۰ متری

تغییرات ارتفاع و مساحت پوشش دهندهٔ هر کلاس ارتفاعی (کلاس‌های ۱۰۰ متری) به طور تجمعی محاسبه و به صورت گراف نمایش داده شده است (شکل ۲۵). با توجه به این نمودار مشخص می‌شود که جابه‌جایی‌های تراز FLH در محدودهٔ ارتفاعی ۱۲۰۰ متر تا ۱۷۰۰ متر با شیب بسیار تغییر می‌کند. در دامنهٔ ارتفاعی ۱۷۰۰ تا ۲۲۰۰ متر شیب تغییرات مساحت به نسبت طبقه قبلی کمتر ولی در قیاس با سایر طبقات ارتفاعی نسبتاً شیب زیادی است. طبقه ارتفاعی ۲۲۰۰ تا ۲۷۰۰ از لحاظ شیب جایگاه سوم را دارد. در کل جابجایی تراز FLH از محدودهٔ ارتفاعی ۱۷۰۰ متر تا ۲۷۰۰ متر دارای شیب زیادی است. در نتیجه بالا رفتن تراز FLH سالانه و خصوصاً زمستانه در این باند ارتفاعی، نتایج بسیار مؤثر و محسوسی بر نگهداشت منابع آب و یخ و استمرار تغذیهٔ آنها در طول فصول گرم و خشک دارد.



شکل ۲۵. شیب افزایش تجمعی مساحت با ارتفاع در کوهستان سبلان

جدول (۱۲) مساحت و درصد مساحت مسطحاتی و سه بعدی بالاتر از تراز FLH را نشان می‌دهد. مساحتی که بالاتر از تراز FLH قرار دارد، می‌تواند به عنوان مخزن نگهداشت منابع آبی منطقه عمل کند. در فصول زمستان و بهار که تراز FLH در ارتفاعات پائین تر است، جابجایی ارتفاع تراز انجماد نقش مهم و مؤثرتری دارد. جابجایی تراز FLH می‌تواند ناشی از تغییرات محیطی و اقلیمی و نوسانات کوتاه مدّت و بلند مدّت باشد.

برف-پوش[1] ارتفاعات سبلان

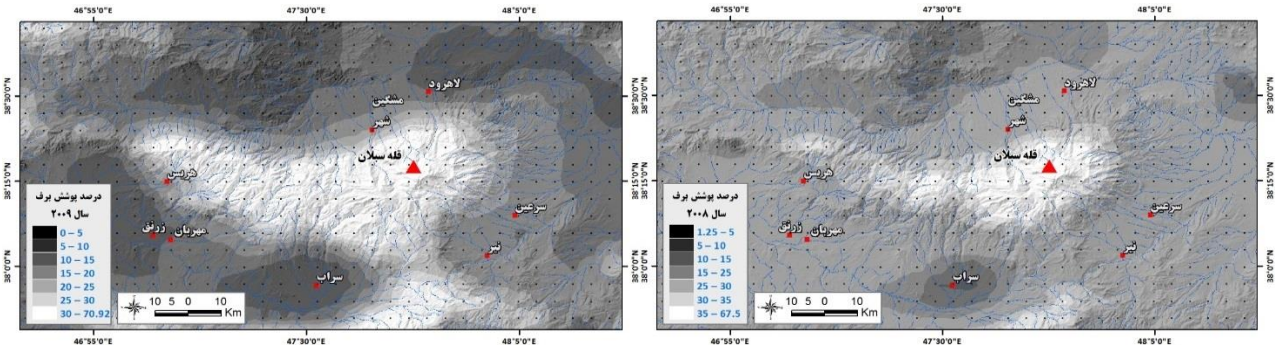
برای بررسی پوشش برف در محدودهٔ ارتفاعات سبلان در بازهٔ زمانی موردمطالعه (۲۰۰۸-۲۰۱۶) از میانگین داده‌های برف ماهوارهٔ مادیس ترا و آکوا در مقیاس سالانه، فصلی و ماهانه استفاده شد. شکل‌های (۲۶) تا (۲۹) درصد پوشش برف سالانهٔ و شکل (۳۰) متوسط کل دورهٔ آماری را نشان می‌دهند.

وضعیت درصد پوشش برف فصلی در هر یک از چهار فصل سال به طور متوسط محاسبه شد (اشکال ۳۱ و ۳۲).

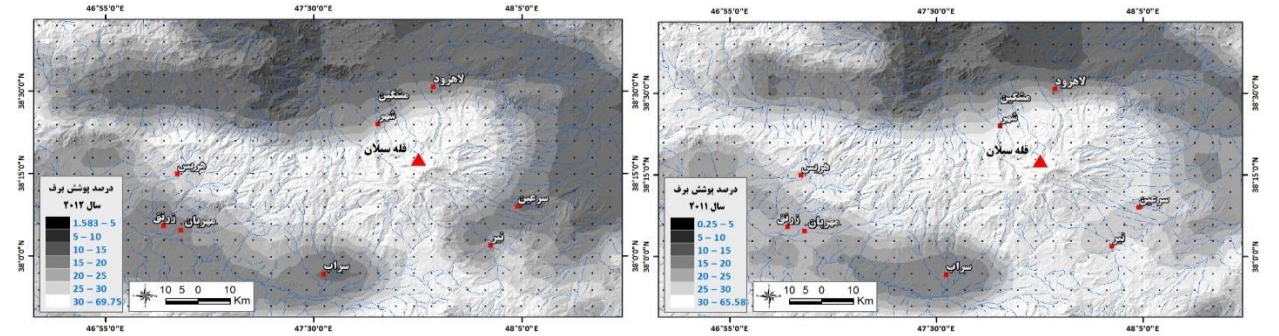
[1] - Snow-Cover (SC)

جدول ۱۲. مساحت و درصد مساحت مسطحاتی و سه‌بعدی بالاتر از ارتفاع تراز انجماد FLH

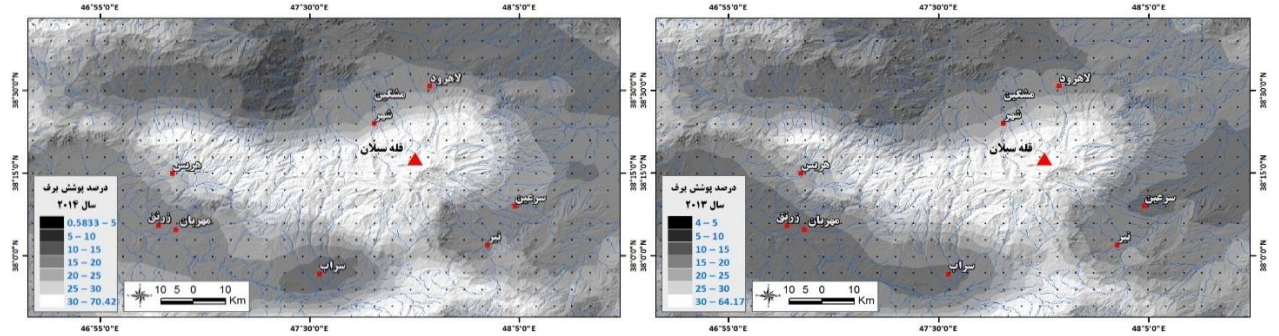
ردیف	FLH	فصل	مساحت مسطحاتی بالاتر از FLH	مساحت سه‌بعدی بالاتر از FLH	درصد مساحت مسطحاتی بالاتر از FLH	درصد مساحت سه‌بعدی بالاتر از FLH
۱	۱۷۶۷	زمستان	۳۸۰۷۵۸۲۳۰۰	۴۰۲۳۵۷۷۹۳۵	۷۷/۶۷	۷۷/۳۶
۲	۲۶۵۹	بهار	۷۴۶۲۱۷۰۰۰	۷۹۷۵۴۹۲۲۶	۱۵/۲۲	۱۵/۳۳
۳	۴۵۳۵	تابستان	۱۳۸۵۱۰۰	۱۶۵۲۳۳۲	۰/۰۳	۰/۰۳
۴	۳۶۰۱	پاییز	۷۴۲۱۳۱۰۰	۸۳۱۳۸۲۴۴	۱/۵۱	۱/۶۰
۵	۳۱۴۵	میانگین سالانه	۲۷۲۶۱۴۵۰۰	۲۹۵۱۲۸۴۲۱	۵/۵۶	۵/۶۷



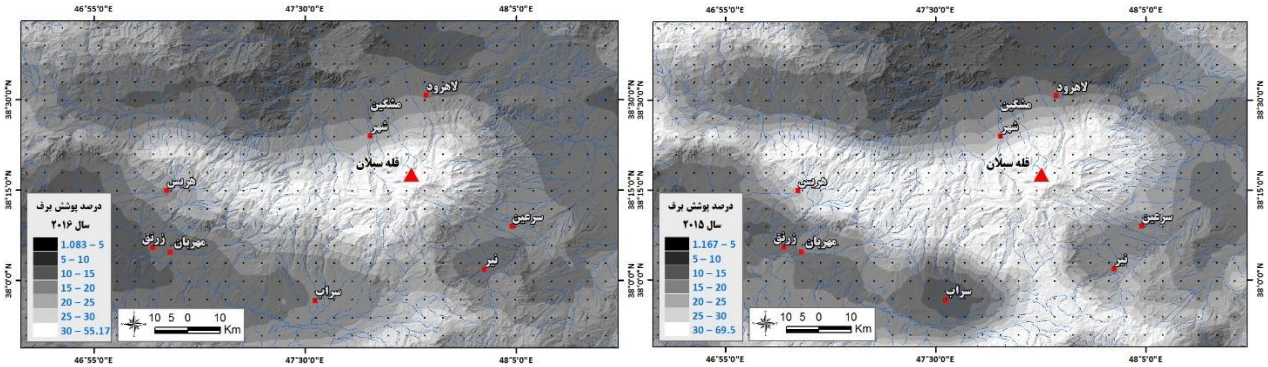
شکل ۲۶. متوسط درصد پوشش برف سال ۲۰۰۸ (تصویر سمت راست) و سال ۲۰۰۹ (تصویر سمت چپ) تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس



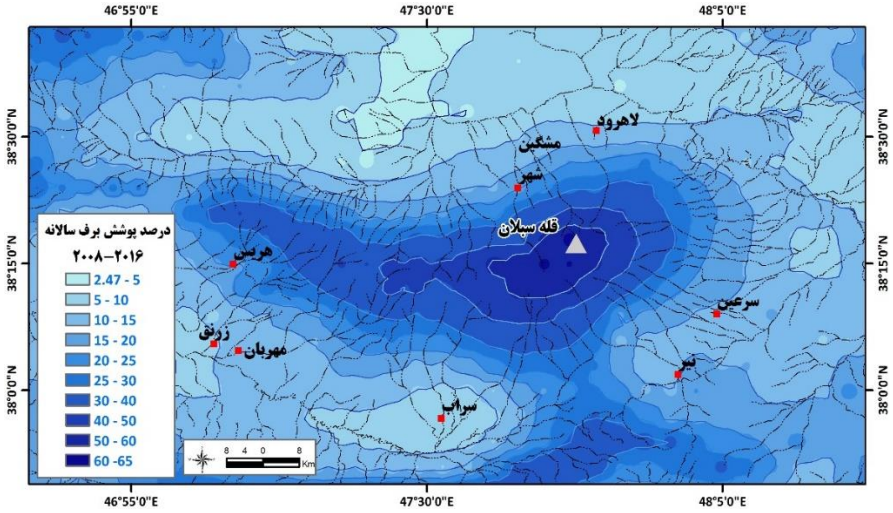
شکل ۲۷. متوسط درصد پوشش برف سال ۲۰۱۱ (تصویر سمت راست) و سال ۲۰۱۲ (تصویر سمت چپ) تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس



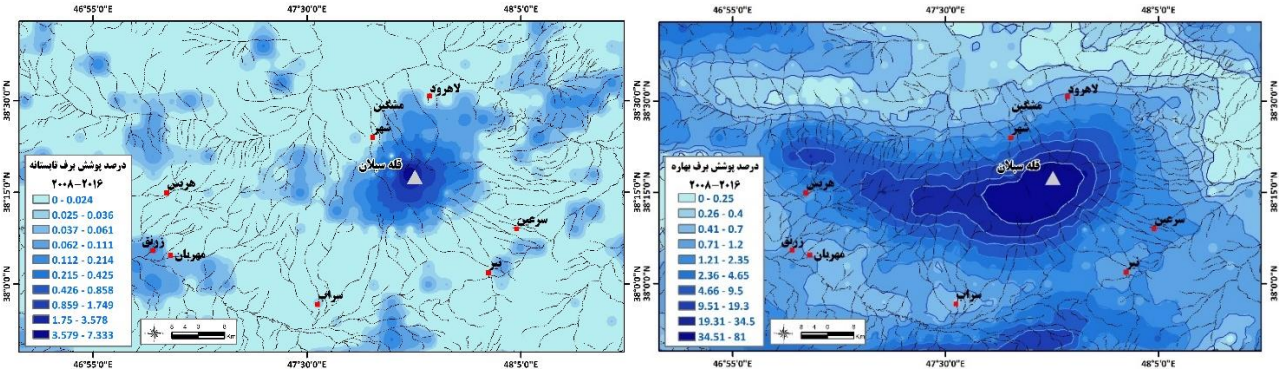
شکل ۲۸. متوسط درصد پوشش برف سال ۲۰۱۳ (تصویر سمت راست) و سال ۲۰۱۴ (تصویر سمت چپ) تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس



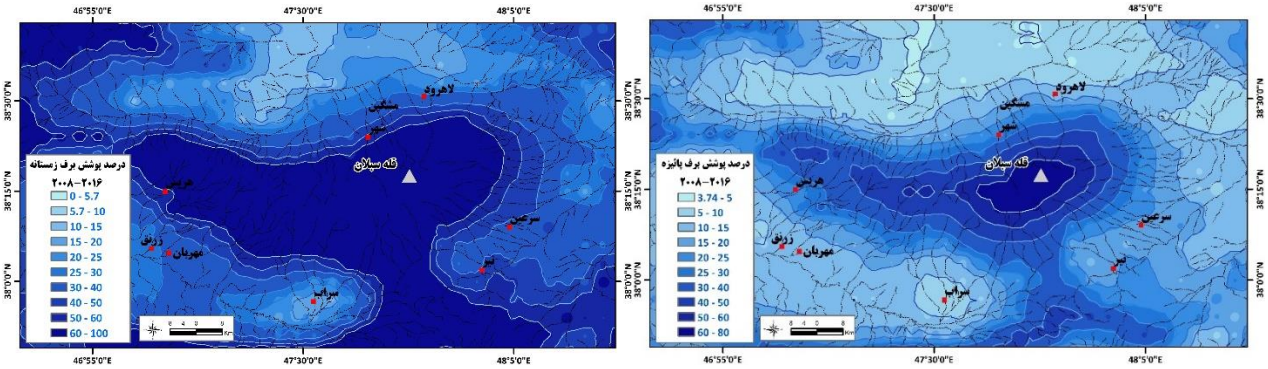
شکل ۲۹. متوسط درصد پوشش برف سال ۲۰۱۴ (تصویر سمت راست) و سال ۲۰۱۵ (تصویر سمت چپ) تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس



شکل ۳۰. متوسط درصد پوشش برف سالانه (دورهٔ آماری ۲۰۰۸ – ۲۰۱۶) – تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس

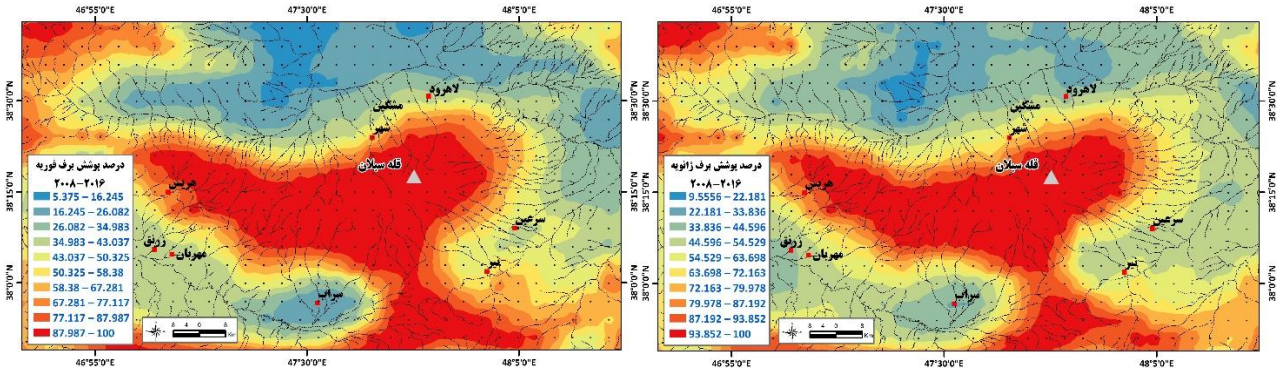


شکل ۳۱. متوسط درصد پوشش برف بهاره (تصویر سمت راست) و تابستانه (تصویر سمت چپ) تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس

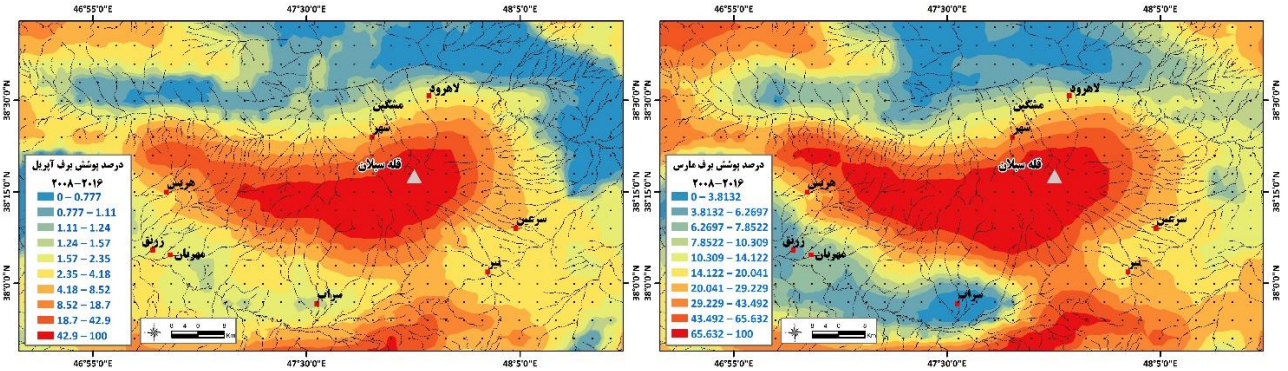


شکل ۳۲. متوسط درصد پوشش برف پائیزه (تصویر سمت راست) و زمستانه (تصویر سمت چپ) تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس

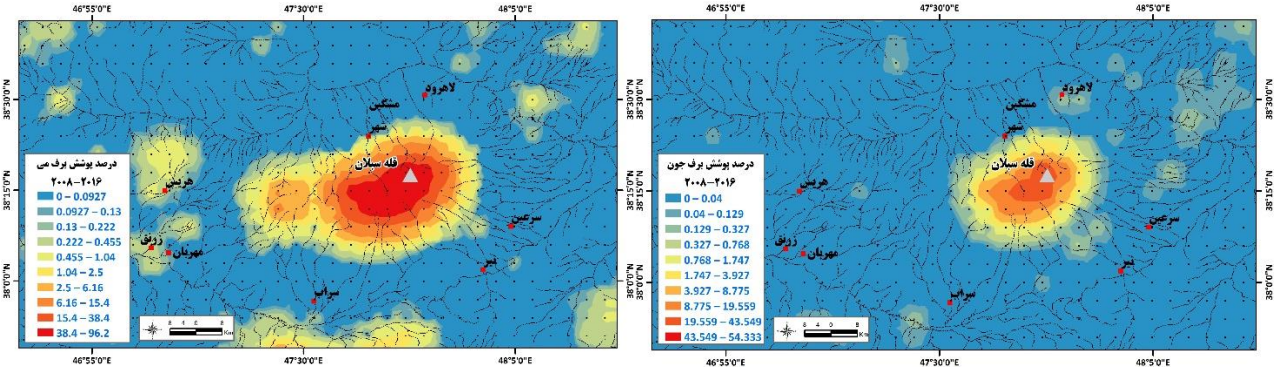
درصد پوشش برف متوسط ماهانه در بازهٔ آماری ۲۰۰۸-۲۰۱۶ تنظیم و به نقشه تبدیل گردید. درصد پوشش برف ماهانه ارتفاعات سبلان در شکل‌های (۳۳) تا (۳۸) نشان داده شده‌اند. ماه‌های ژانویه و فوریه (تقریباً معادل دی و بهمن) بیشترین درصد پوشش برفی (شکل ۳۳) و ماه‌های آگوست و سپتامبر (تقریباً معادل مرداد و شهریور) کمترین مقدار را نشان می‌دهند (شکل ۳۶-۳۷).



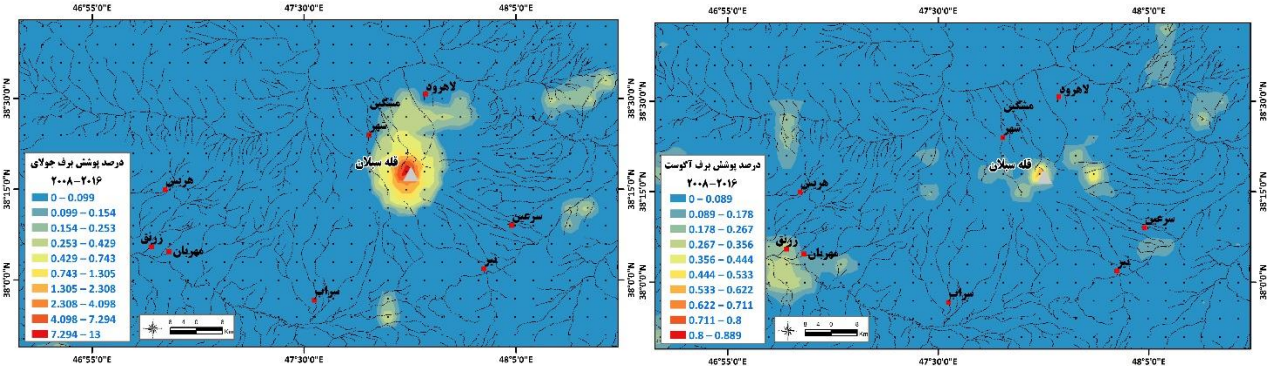
شکل ۳۳. متوسط درصد پوشش برف ماه ژانویه (تصویر سمت راست) و فوریه (تصویر سمت چپ) تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس



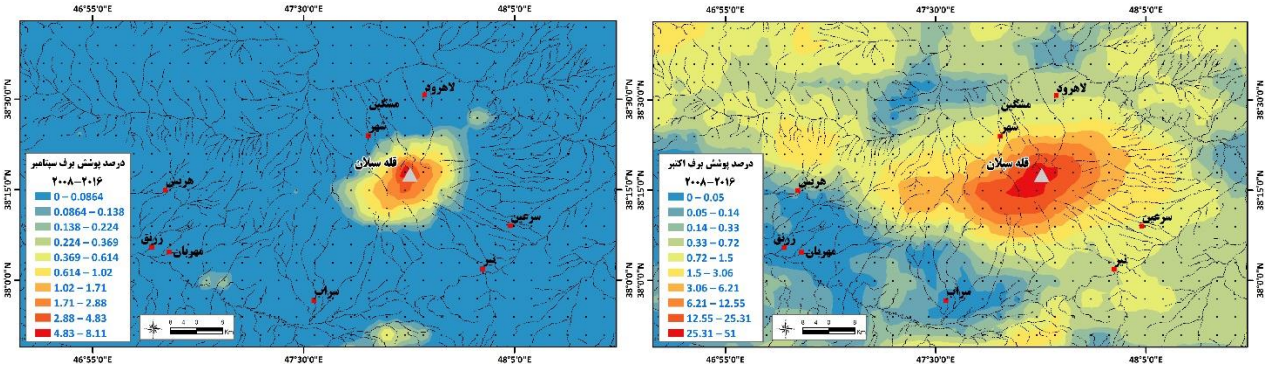
شکل ۳۴. متوسط درصد پوشش برف ماه مارس (تصویر سمت راست) و آوریل (تصویر سمت چپ) تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس



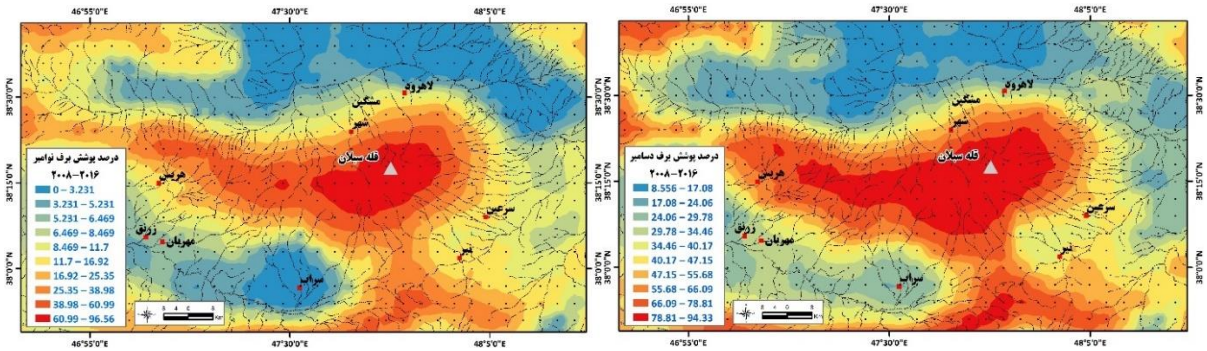
شکل ۳۵. متوسط درصد پوشش برف ماه می (تصویر سمت راست) و جون (تصویر سمت چپ) تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس



شکل ۳۶. متوسط درصد پوشش برف ماه جولای (تصویر سمت راست) و آگوست (تصویر سمت چپ) تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس



شکل ۳۷. متوسط درصد پوشش برف ماه سپتامبر (تصویر سمت راست) و اکتبر (تصویر سمت چپ) تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس



شکل ۳۸. متوسط درصد پوشش برف ماه نوامبر (تصویر سمت راست) و دسامبر (تصویر سمت چپ) تهیه‌شده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس

متوسط پوشش برف در بالاتر از تراز FLH در بازه‌های زمانی سال، فصل و ماه محاسبه گردید (جدول‌های ۱۳ تا ۱۵). نکتهٔ قابل‌توجه آن است که تمامی پهنهٔ بالاتر از تراز FLH دارای پوشش برفی نیست. پوشش برف بالاتر از تراز FLH در ماه‌ها و فصول گرم کمتر و در ماه‌ها و فصول سرد بیشتر است. بیشترین پوشش برف در دورهٔ آماری مورد مطالعه در سال ۲۰۱۵ و کمترین آن مربوط به سال ۲۰۱۶ است. به طور متوسط در محدودهٔ ارتفاعات سبلان در مهر و موم‌های مورد مطالعه، متوسط سالانهٔ درصد پوشش برف حدوداً ۵۲ درصد است.

جدول ۱۳. متوسط پوشش برف سالانه در بالاتر از FLH (دورهٔ آماری ۲۰۰۸–۲۰۱۶)

متوسط درصد پوشش برف (SC) بالاتر از تراز FLH	متوسط ارتفاع بالای تراز FLH	موقعیت تراز FLH	سال
۴۷/۶۰	۳۳۶۳	۲۹۶۲	۲۰۰۸
۵۱/۲۷	۳۳۵۳	۲۹۵۰	۲۰۰۹
۵۴/۸۲	۳۴۳۸	۳۰۴۹	۲۰۱۱
۵۵/۲۱	۳۵۴۴	۳۲۱۰	۲۰۱۲
۵۳/۷۷	۳۶۴۰	۳۳۵۴	۲۰۱۳
۵۶/۲۸	۳۳۸۱	۲۹۸۳	۲۰۱۴
۵۸/۷۹	۳۶۷۸	۳۴۰۲	۲۰۱۵
۴۵/۰۹۹	۳۵۴۸	۳۲۱۶	۲۰۱۶
۵۲/۰۸	۳۵۰۳	۳۱۴۵	میانگین

درصد پوشش برف فصلی (جدول ۱۴) حدوداً ۷۵ درصد در زمستان و ۳/۵ درصد در تابستان بالاتر از تراز FLH است. در فصولی که بارش تضعیف و یا بارش جامد کاهش می‌یابد، درصد پوشش برف بالاتر از FLH کاهش می‌یابد.

متوسط درصد پوشش برف ماهانه (جدول ۱۵) در ماه‌های ژانویه و دسامبر (معادل دی و آذر) بیشترین مقدار و به ترتیب برابر با حدوداً ۸۲ و ۸۰ درصد است. در ماه‌های جولای، آگوست و سپتامبر (معادل تیر و مرداد و شهریور)، کمترین پوشش برفی بالاتر از تراز FLH مشاهده شد.

جدول ۱۴. متوسط پوشش برف فصلی در بالاتر از FLH (دورهٔ آماری ۲۰۰۸-۲۰۱۶)

فصل	موقعیت تراز FLH	متوسط ارتفاع بالای تراز FLH	متوسط درصد پوشش برف (SC) بالاتر از تراز FLH
پائیز	۳۶۰۱	۳۸۷۴	۶۸/۹۶
بهار	۲۶۵۹	۳۰۹۳	۳۳/۳۱
تابستان	۴۵۳۵	۴۶۴۶	۳/۵۰۶
زمستان	۱۷۶۷	۲۳۲۴	۷۵/۰۳۰

جدول ۱۵. متوسط پوشش برف ماهانه در بالاتر از FLH (دورهٔ آماری ۲۰۰۸-۲۰۱۶)

ماه شمسی	ماه میلادی	موقعیت تراز انجماد F.L.H	متوسط ارتفاع بالای تراز F.L.H	متوسط درصد پوشش برف (SC) بالاتر از تراز FLH
دی	jan	۱۶۷۷	۲۲۲۱	۸۲/۱۰
بهمن	feb	۱۳۸۱	۲۰۱۹	۶۶/۱
اسفند	mar	۲۰۰۲	۲۵۱۵	۶۶/۳۳
فروردین	apr	۲۵۰۶	۲۹۴۳	۵۷/۴۲۳
اردیبهشت	ma	۳۴۶۹	۳۷۳۵	۵۶/۴۵
خرداد	jun	۳۹۹۹	۴۲۳۳	۲۷/۶۸
تیر	jul	۴۷۱۰	۴۷۴۶	۵/۹۹
مرداد	aug	۴۸۹۸	۰	۰
شهریور	sep	۴۵۳۶	۴۶۴۵	۴/۱۰
مهر	oct	۳۶۴۱	۳۹۱۹	۳۱/۱۵
آبان	nov	۲۶۲۸	۳۰۵۴	۶۷/۱۷
آذر	dec	۲۲۴۴	۲۷۲۰	۸۰/۸۴

نتیجه‌گیری کلی

مطالعهٔ برخی از نمایه‌های محیطی مانند ارتفاع تراز انجماد (FLH)، ارتفاع خط تعادل (ELA)، ارتفاع مرز پرمافوراست (PEA) و درصد پوشش برف (SC) می‌توانند در کیفیّت و کمیّت منابع آبی و نگهداشت آن در فصول خشک و کم بارش مؤثر باشد. جابه‌جایی FLH مستقیماً بر مخازن نگهداشت یخ و برف و در نتیجه بر منابع آبی منطقه اثرگذار است. جابجایی FLH زمستانه و بهاره به دلیل آنکه پوشش برفی بیشتری در مخازن ارتفاعات قرار دارد، اهمیت ویژه‌ای پیدا می‌کند و با در نظر داشتن توزیع هیپسومتریکی ارتفاعات، نقش بیشتری بر نگهداری منابع آبی حوضه‌های آبخیز دارد. نقش ارتفاع مرز پرمافراست می‌تواند در کیفیّت منابع آبی مؤثر باشد. با این وصف که معمولاً محدودهٔ بین FLH و PEA به شدت تحت تأثیر عمل انجماد و ذوب قرار می‌گیرد و فرسایش ناشی از آن حجم بسیار زیادی از توده‌های تخریبی آواری را فراهم آورده که می‌تواند با بارش‌های شدید وارد مسیل‌ها و رودها شده و در تغییر کیفی بار رسوب محلول و معلق آنها تأثیرگذار باشد. ذوب و انجماد مکرّر آب باعث تخریب فیزیکی سنگ‌ها و تشدید فرسایش کریوکلاستی (یخ شکافتگی) می‌گردد. این نوع تخریب فیزیکی در محدودهٔ بین ترازهای FLH و PEA به دلیل تکرار عمل ذوب و انجماد، بیشتر است که می‌تواند اثرات کمی و کیفی بر منابع آبی منطقه داشته باشد. ارتفاع FLH زمستانه و بهاره در منابع آبی با ترکیب با اثرات هیپسومتریکی و توزیع سطوح ارتفاعی، پاسخ‌های تصاعدی به نگهداشت و تغذیهٔ منابع آبی خواهد داد. موقعیت تراز ELA می‌تواند در تغذیهٔ رودها و چشمه‌ها خصوصاً در انتهای فصل ذوب (اواخر تابستان) بسیار اثرگذار باشد. با توجه به نتایج به دست آمده از این پژوهش، پایش FLH زمستانه دارای اهمیّت بسیار کلیدی است. موقعیت تراز FLH زمستانه بایستی در اتخاذ سیاست مدیریت منابع آب در سال آبی، مورد استفاده قرار گیرد. با تعیین موقعیت فصلی تراز FLH می‌توان سه نوع سیاست مدیریتی منابع آب را در ارتفاعات سبلان مد نظر قرار داد.

در صورتی که موقعیت تراز FLH زمستانه در طبقه ارتفاعی ۱۲۰۰ تا ۱۷۰۰ متر قرار داشته باشد. چشم‌اندز تأمین منابع آبی در سال آبی در وضعیت سبز یا مطلوب قرار دارد. از لحاظ نگهداشت منابع آبی در ترازهای بالاتر ارتفاعی و نیز از لحاظ تغذیه تدریجی سفره‌ها و چشمه‌ها وضعیت مطلوب‌تری حاکم می‌باشد. اگر تراز FLH زمستانه در طبقهٔ ارتفاعی ۱۷۰۰ تا ۲۲۰۰ واقع گردد. شرایط در حالت متعادل تا نسبتاً حساس و نیمه بحرانی (وضعیت زرد) قرار می‌گیرد. سیاست مدیریتی انقباضی در مصرف منابع آبی و توزیع آن بایستی اتخاذ گردد. در سناریو سوم اگر تراز FLH در طبقه ارتفاعی ۲۲۰۰ تا ۲۷۰۰ متری قرار گیرد، شرایط بحرانی (وضعیت قرمز) حاکم خواهد شد که می‌بایست کلیهٔ سیاست‌های مدیریتی منابع آب به سمت اقدامات صرفه‌جویانه مصرف آب سوق داده شود. بالا رفتن تراز FLH زمستانه از ارتفاع ۲۷۰۰ متر، شرایط فوق بحرانی و پائین‌تر بودن آن از ارتفاع ۱۲۰۰ متری شرایط کاملاً مطلوبی را نمایندگی می‌کند (به شکل ۲۵ رجوع شود).

بررسی تراز FLH در ارتباط با برف-پوشش ارتفاعات (Snow-Cover: SC) در فصول و ماه‌های مختلف دارای اهمیت زیادی است. SC و FLH دارای ارتباط با یکدیگر هستند، در صورتی که امکان اختلاف بین این دو سطح نیز وجود دارد. در مواقعی پوشش برف به دلیل عدم بارش و یا انحراف معیار بالای دما، با تراز FLH اختلاف پیدا می‌کند. در فصول گرم سال به دلیل کاهش بارش‌های جامد و نیز تأثیر تابش نور خورشید (تبدیل یخ و برف از جامد به گاز در دماهای نزدیک و زیر صفر) تفاضل FLH و SC افزایش یافته و در مقابل در فصول سرد و پر بارش (خصوصاً بارش‌های جامد) تفاضل این دو سطح کاهش می‌یابد. وزش بادهای فصول سرد باعث بادروب برف به چاله‌ها و شکاف‌ها و دره‌ها شده و می‌تواند باعث ایجاد تفاضل تراز FLH و سطح SC گردد. علاوه بر موارد فوق، وضعیت شیب زمین و پرتگاه‌های کوهستانی و دیواره‌های دره‌ها امکان نگهداشت سطوح برفی را علی‌رغم شرایط مساعد دما در تراز FLH، فراهم نمی‌سازد. تفاضل FLH و SC نمایهٔ محیطی (اقلیمی-هیدرولوژیک) است که در مطالعات منابع آبی ارتفاعات بایستی مورد توجه قرار گیرد.

موضوعاتی همچون گرادیان FLH در جبهه‌های بادگیر و بادپناه، آفتاب‌گیر و پشت به آفتاب، مطالعه و پایش SC و گرادیان آن در جهات مختلف جغرافیایی و در اقلیم‌های مختلف و نحوهٔ پاسخ این نمایهٔ‌های محیطی به هوای مرطوب و خشک، مطالعات مربوط به ضخامت سطوح SC توزیع جغرافیایی برف-پوش‌ها و یخچال‌های فعّال و نیمه فعّال ارتفاعات نیازمند مطالعه و بررسی‌های بیشتری در پژوهش‌های آتی است تا بتواند مکمل مطالعات اخیر در زمینهٔ منابع آبی و مدیریت بهتر آن گردد.

REFERENCES

Benn, D.I., Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Journal of Quaternary International*, 65(66), 15-29.

Bolch, T. Kulkarni, A. Kääb, A. Huggel, C. Paul, F. Cogley, G. Frey, H. Kargel, J.S. (2012). The state and fate of Himalayan Glaciers. *Journal of Science*, 336(10), 310-314.

Bradley, R. S. Keimig, F. Diaz, H. F. Hardy, D. R. (2009). Recent Changes in Freezing Level Heights in the Tropics with Implications for the Deglacierization of High Mountain Regions. *Geophysical Reasearch Letters*, 36(17), 1-4.

Chen, Z. Chen, Y. Li, W. (2012). Response of Runoff to Change of Atmospheric 0°C Level Height in Summer in Arid Region of Northwest China. *Journal of China Earth Sciences*, 55(9), 1533-1544.

Coudrain, A, Francou, B. Kundewicz, W. (2005). Glacier Shrinkage in the Andes and Consequences for Water Resources. *Journal of Hydrological Sciences*, 50(6), 925-932.

Diaz, H. F. Eischeid, J. K. Duncan, C. Bradley, R. S. (2003). Variability of Freezing Levels, Melting Season Indicators, and snow cover for Selected High-Elevation and Continental Regions in the last 50 years. *Journal of Climate Change*, 59(1-2), 33-52.

Diaz, H.F. and Graham, N. E. (1996). Recent Changes in Tropical Freezing Heights and the Role of Sea Surface Temperature. *Journal of Nature*, 383(1038), 152-155.

Ebrahimi, B. and Seif, A. (2016a). Equilibrium Line Altitude (TPW-ELA and TP-ELA) in Zagros Mountains. *Journal of Earth Science Researchs*, 7(28), 96-118. (In Farsi).

Ebrahimi, B. Seif, A. (2016b). Equilibrium-Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Zardkuh Mountain. *Journal of Geopersia*, 6(2), 299-322.

Esfandiary, F. and Khayam, M. (2007). Analysis of the geomorphologic effects of Nivation in the eastern slopes of Sabalan. *Journal of Physical Geography Research*, 39(8), 49-60. (In Farsi).

Folkins, I. (2013). The melting level stability anomaly in the tropics, *Journal of Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(3), 1167–1176.

Fujita, K. (2008a). Effect of Precipitation Seasonality on Climatic Sensitivity of Glacier Mass Balance. *Journal of Earth and Planetary Science* , 276(1-2), 14-19.

Fujita, K. (2008b). Influence of Precipitation Seasonality on Glacier Mass Balance and its Sensitivity to Climate Change. *Annals of*

Glaciology, 48, 88-92.

Fujita, K. and Ageta, Y. (2000). Effect of Summer Accumulation on Glacier Mass Balance on the Tibetan Plateau Revealed by Mass-Balance Model. *Journal of Glaciology*, 46(153), 244-252.

Fujita, K. and Nuimura, T. (2011). Spatially Heterogeneous Wastage of Himalayan glaciers. P*roceding of the Natural Academy of Science of the Unitaed State of America*, 108(34), 14011-14014.

Gardner, A. S. Moholdt, G. Cogley, G. Wouters, B. Arendt, A.A. Wahr, J. Berthier, E. Hock, R. Pfeffer, W.T. Kaser, G. Ligtenberg, R.M. Bolch, T. Sharp, M.J. Hagen, J.O. van den Broeke, M.R. Paul, F. (2013). A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009. *Journal of Science*, 340 (6134), 852-857.

Gue, Y, Zhang, Y, (2011). Variability of atmospheric freezing level height derived from radiosonde data in China during 1958-2005 and its impact to cryosphere changes, *Journal of Sciences in Cold and Arid Regions*, 3(6), 485-490.

Haeberli, W. Hoelzle, M. Paul, F. Zemp, M. (2007). Integrated Monitoring of Mountain Glaciers as Key Indicators of Global Climate Change: The European Alps. *Annals of Glaciology* 46(1), 150-160.

Hall, D. K. and G. A. Riggs. (2015). *MODIS/Terra Snow Cover Monthly L3 Global 0.05Deg CMG, Version 6*. [Indicate subset used]. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. doi: http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD10CM.006. [Date Accessed].

Hall, D. K. and G. A. Riggs. (2016). *MODIS/Aqua Snow Cover Monthly L3 Global 0.05Deg CMG, Version 6*. [Indicate subset used]. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. doi: http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MYD10CM.006. [Date Accessed].

Harris, N.G. Gettys, N. Bowman, K.P. Shin, D.B. (2000). Comparison of Freezing-level Altitude from NCEP Reanalysis with TRMM Precipitation Radar Bright Band Data. *Journal of Climate*, 13(23), 4137-4148.

Hoffmann, G. (2003). Taking the Pulse of the Tropical Water Cycle. *Journal of American Association for the Advancement of Science*, 301(5634), 776-778.

Jiang, F.C., Wu X.H., Wang S.B., Zhao Z.Z., Fu J.L., (2003). Basic features of spatial distribution of the limits of permafrost in China. *Journal of Geomechanics*, 19(14), 12-22.

Li, Z. Li, H. Chen, Y. (2011). Mechanisms and Simulation of Accelerated Shrinkage of Continental Glaciers: A Case Study of Urumqi Glacier No. 1 in eastern Tianshan, Central Asia. Journal of Earth Science, 22(4), 423–430.

Mahdavi, M. and Taherkhani, M. (2004) *Applied Statistical Analysis in Geographical Researchs* (2nd ed.). Tehran: Ghoomes Publications.

Meier, M. F. and Post, A.S. (1962). Recent Variation in Mass net Budgets of Glaciers in Western North America. *Journal of International Association of Scientific Hydrology Publications*, 58, 63-77.

Mölg, T. Cullen, N.J. Hardy, D.R. Winkler, M. Kaser, G. (2009). Quantifying Climate Change in the Tropical Midtroposphere over East Africa from Glacier Shrinkage on Kilimanjaro, *Journal of American Meteorological Society*, 22(15), 4162-4181.

Pepin, N. C., Lundquist J. D. (2008). Temperature trends at high elevations: Patterns across the globe, *Journal of Geophysical Research*, 35(14), 1-6.

Porter, S. C. (2001). Snowline Depression in the Tropics During the Last Glaciation. *Journal of Quaternary Science Reviews*, 20(10), 1067-1091.

Rabatel, A. Bernard, F. Soruco, A. Gomez, J. Caceres, B. Ceballos, J.L. Basantes, R. Vuille, M. Sicart, J.E. Huggel, C. Scheel, M. Lejeune, Y. Yves, A. Collet, M. Thomas, C. Consoli, G. Favier, V. Jomelli, V. Galarraga R. Patrick, G. Maisincho, L. Mendoza, J. Menegoz, M. Ramirez, E. Ribstein, P. Suarez, W. Villacis, M. Patrick, W. (2013). Current State of Glaciers in the Tropical Andes: A multi Century Perspective on Glacier evolution and Climate Change. *Journal of Cryosphere*, 7(1), 81-102.

Rahimi, J. Khalili, A. and Bazrafshan, J. (2017). Evaluation of Different Missing Data Reconstruction Methods for Daily Minimum Temperature in Elevated Stations of Iran: Comparison with New Proposed Approach. *Iranian Journal of Soil and Water Research (IJSWR)*, 48(2), 231-239. (In Farsi).

Ramesht, M. H, Lajevardi, M. Lashkari, H. Mahmudi, T. (2011). Tracking the Evidences of Natural Glaciers (case study: Natural Glaciers in Mahan, Tigrani basin). *Journal of Geography and Environmental Planning*, 22(42), 59-78. (In Farsi).

Retelk, B. G. (1985) Translated by: Nuhi, A., *Public meteorology* (1st ed.). Tehran: Publication of Meteorological Organization of Iran.

Seif, A, (2015). Equilibrium-Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Oshtorankuh Mountain, Iran. *Journal of Quaternary International*, 374, 126-143.

Tadono, T. Ishida, H. Oda, F. Naito, S. Minakawa, K. Iwamoto, H. (2014). Precise Global DEM Generation by ALOS PRISM, ISPRS Annals of the Photogrammetry. *Journal of Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 2(4), 71-76.

Tahuni, P. (2004). Geomorphological Evidences of Pilotoscene Glacial Erosion in Talesh Mountains. *Journal of Research in Geography*, 36(1), 31-55. (In Farsi).

Takaku, J. Tadono, T. Tsutsui, K. (2014). Generation of High Resolution Global DSM from ALOS PRISM, The International Archives of the Photogrammetry. *Journal of Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XL (4), 243-248.

Thurai, M. Deguchi, E. Iguchi, T. Okamoto, K. (2003). Freezing Height Distribution in the Tropics. *International Journal of Satellite*, 21(8), 533-545.

Vuille, B., M. Favier, V. Cáceres, B. (2004). New Evidence for an ENSO Impact on Low Latitude Glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 109(D18), 106-123.

Vuille, M. Francou, B. Wagnon, P. Juen, I. Kaser, G. Mark, B.G. Bradley, R.S. (2008). Climate Change and Tropical Andean Glaciers Past, present and Future, *Journal of Earth-Science Reviews*, 89(3-4), 79-96.

Wang, S. Zhang, M. Li, Z. Wang, F. Li, H. Li, Y. Huang, X. (2011). Glacier Area Variation and Climate Change in the Chinese Tianshan Mountains Since 1960. *Journal of Geographical Sciences*, 21(2), 263-273.

Wang, S. Zhang, M. Pepin, N.C. Li, Z. Sun, M. Huang, X. Wang, Q. (2014). Recent Changes in Freezing Level Heights in High Asia and Their Impacts on Glacier Changes. *Journal of Geophysical Research*, 119(4), 1753-1765.

Yamani, M. and Zamani, H. (2007). Reconstruction of Snow-Lines in the Shahrestanak Valley in Last Glacial Maximum, *Journal of Iranian Geographical Association*, 5(12), 7-25. (In Farsi).

Yamani, M. Shamsi poor, A. Jafari Aghdam, M. (2011). Snow-line Reconstruction of Pleistocene in Jajrud Basin. *Journal of Physical Geography Research*, 43(76), 35-50. (In Farsi).

Yao, T. Thompson, L. Yang, W. Yu, W. Gao, Y. Guo, X. Yang, X. Duan, K. Zhao, H. Xu, B. Pu, J. Lu, A. Xiang, Y. Kattel, D.B. Joswiak, D. (2012). Different Glacier Status with Atmospheric Circulations in Tibetan Plateau and Surroundings, *Journal of the Nature of Climate Change*, 2(9), 663-667.

Zhang, G. Sun, S. Ma, Y. Zhao, L. (2010). The Response of Annual Runoff to the Height Change of the Summer-time 0°C Level Over Xinjiang. *Journal of Geographical Sciences*, 20(6), 833-847.

Zhang, Y. Guo Y. (2011). Variability of Atmospheric Freezing-Level Height and its Impact on the Cryosphere in China. *Annals of Glaciology*, 52(58), 81-88.