

Estimating and Analysis of Environmental Lapse Rate, Freezing Level Height, Equilibrium Line Altitude Interaction with Hypsometric and Altimetric Distribution of Dena

Mahmood Soltanian¹, Abdollah Seif^{2*}

1. Ph.D Student of Geomorphology, Faculty of Geographical Sciences and Planning, University of Isfahan
2. Associated Professor of Geomorphology, Faculty of Geographical Sciences and Planning, University of Isfahan



Soltanian, M & Seif, A. (2021). [Estimating and Analysis of Environmental Lapse Rate, Freezing Level Height, Equilibrium Line Altitude Interaction with Hypsometric and Altimetric Distribution of Dena]. *Geography and Development*, 19(63), 307-336.

doi: <http://dx.doi.org/10.22111/J10.22111.2021.6206>

Received: 22/12/2019

Accepted : 27/06/2020

Keywords:

Environmental Lapse Rate, Freezing Level Height, Equilibrium Line Altitude, Snow Cover, Dena.

ABSTRACT

In this study, using radiosonde data of temperature and altitude relationship networks during 2005 to 2018 statistical period, annual, seasonal, monthly and hourly averages were obtained. Based on the regression equations between temperature changes and altitude the environmental temperature drop rate was calculated and the solidification level height was calculated. The results show that ELR rate is strongly correlated with ground surface temperature in hot and cold seasons, so that ELR increases during warm seasons and decreases in cold seasons.

The ELA survey of the Dena Heights shows that this level is at an average altitude of 5241 meters, while the highest elevation is at the Dena Mountain Range of 4450 meters, as a result, in terms of climatic conditions, it is not possible to create permanent and active glaciers in this mountain range. The percentage of snow cover above the FLH level is about 2 times that of the downstream levels, but this difference can be increased up to 3 times in the cold season. According to the hypsometric profiles of Dena elevations, two elevations of T1 and T2 at 2400 and 3400 m were determined based on curve slope changes, respectively. The crossing and oscillation of the environmental components from these topographic thresholds can lead to exponential responses of the Dena altitude toughness System to the accumulation and density of ice and snow, as well as its hydraulic power and distribution throughout the year and in warm and cold phases.

Copyright©2021, Geography and Development. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution-noncommercial 4.0 International License which permits copy and redistribute the material just in noncommercial usages, provided the original work is properly cited.

Extended Abstract

1. Introduction

Knowing the temperature distribution at different altitudes enables the researcher to examine the amount of temperature decrease at different levels. This amount of ambient temperature decrease with altitude

is the ambient temperature silt (ELR), which is the basis for calculating the various parameters of glacial geomorphology. Environmental Components of the environmental temperature drop (ELR), freezing height (FLH), equilibrium elevation (ELA), and snow-cover percentage (SC) are very important in examining the environmental behavior of the roughness system. These environmental profiles can directly and indirectly enhance and control glacier activities by permanent and non-permanent affect on the water balance, the capacity and ability to hold ice and snow on the discharge and outflow discharge of the Dateh hydrographic networks. Glacier equilibrium line altitude is a concept associated with glacier systems that is known as theoretical line and represented points of the glacier

*Corresponding Author:

Abdollah Seif

Address: Department of Geomorphology
University of Isfahan

Tel: +98 (9133289134)

E-mail: a.safe@geo.ui.ac.ir

where the rate of harvest and accumulation is equal during a year. In most long-standing glacier studies, the ELA value is considered equal to the snow boundary. Also, the freezing level or zero-degree isothermal line in the atmosphere is a determining parameter on the ice cover of mountains and highlands with the change of water to ice.

2. Methods and Material

To calculate the ELR in the study area, the relationship between air temperature and altitude in the lower layer of the troposphere (up to 10,000 m) was investigated and its results were used to evaluate the freezing altitude. In the obtained ELR equations, the temperature was set to zero to obtain an equivalent freezing height. Freezing elevation was calculated, averaged, and evaluated based on grid radius data at annual, seasonal, monthly and daily time intervals. The height of the glacier equilibrium that has a climatic meaning, according to the suggestion of the glacier researchers the maximum FLH height was considered at the end of the melting season.

$$ELA_{Modern} = Max_{Summer} FLH$$

In this respect, FLH_max is the highest elevation of FLH at the end of the harvest or thaw season (late September) and ELA_Modern is an estimate of the position of the ELA current.

MODIS satellite data from Terra and Aqua satellites were used to study the snow cover changes in the study area and the average snow cover was obtained in the time periods of the month, season and year.

3. Results and Discussion

Seasonal and annual ELR fluctuations show that the highest seasonal ELR rate is about 8 degrees per 1000 meters of elevation decrease, and the lowest seasonal ELR is about 6 degrees per 1000 meters. The height of the monthly freezing level varies between about 2000 m and 5,300 m. Hourly fluctuations in altitude range from about 3800 to 4000 m. In 2012, during the statistical period, the lowest average annual freezing altitude and 2010 were the highest.

The highest percentage of monthly snow cover is in January and February and the lowest is in May and June. On average, the percentage of monthly snow cover has a marked tendency toward the northeast

slopes of almost every month. This is related to the positioning of the amplitude in the back section to the sun and the inclination angle of the sun in this wing. Also, the percentage of annual snow cover on the northeast slopes is significantly higher. The average annual percentage of snow cover in the northeast slopes is 2 to 3 times that of the southwest slopes. This distinct difference between sunny and sunny slopes greatly affects the feeding of glaciers, springs and rivers. In summer, the freezing altitude exceeds the height of Dena and reaches a height of 5240 meters. This can be very effective in limiting the activity of permanent glaciers.

4. Conclusion

According to the results, seasonal fluctuations of FLH fluctuate between 5000 m in summer and 2500 m in winter. The monthly FLH reaches its maximum level in July, up to 5000 meters in July, which severely limits the possibility of permanent glaciers at these altitudes. The January FLH balance sheet location is very critical in the nutrition and conservation of water resources. In water resources monitoring, this threshold is very important. The mean freezing height during summer is a climatic estimate of the height of the equilibrium line so that the height of the glacier equilibrium line is calculated to be 5241 m above the maximum height of the Dena.

This means that it is not possible to create permanent and active glaciers in the Dena Heights with the current conditions. Investigating the percentage of monthly, seasonal, and annual snow cover over the Dena Heights shows a significant and noticeable difference between the northeast (back to the sun) and southwest (the sun) slopes. The results show that the difference between the percentage of snow cover in these two slopes increases three times during the cold season. Investigating the relationship between the normalized snow cover curve and the freezing elevation height can be used to identify the compressive and harvesting phases of the elevation basin. When the normalized snowflake percentile curve exceeds the normalized FLH and rises, the compressive phase dominates and the upstream phase reverses the topographic basin.

Keywords: Environmental Lapse Rate, Freezing Level Height, Equilibrium Line Altitude, Snow Cover, Dena.

5. References

- Ebrahimi, B. (2016). Temperature- precipitation equilibrium-line altitude (TP-ELA) and temperature-precipitation- wind equilibrium-line altitude (TPW-ELA) in High Zagros. *Researches in Earth Sciences*, 7(4), 96-118.
https://esri.sbu.ac.ir/article_96155.html
- Esfandiary, F. Khayam, M. (2007). *Geographical Research Quarterly*, 39(8),
https://journals.ut.ac.ir/article_18898.html
- Solhi, S (2018). Late quaternary glacial territories Modeling and reconstructing in north and north west mountainous range of Iran, Ph.D thesis, University of Isfahan. <http://thesisdli.ui.ac.ir/>
- Solhi, S. Seif, A. solhi, S., Seif, A. (2019). Estimation of Freezing Level Height, Equilibrium Line and Permafrost Edge Altitude and Snow-Cover Percentage at Sabalan Mountain and Their Impact on Water Resources. *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 49(6),1331-1354.
doi:10.22059/ijswr.2018.244213.667778
https://ijswr.ut.ac.ir/article_69703.html
- Tahooni, P. (2003). Geomorphological Evidence of Pleistocene Glacial Erosion at Talesh Heights, *Geographical Research*, 47.
https://jrg.ut.ac.ir/article_10757.html
- Kaviani, M. Alijani, B. (2002). *Fundamental of meteorology*, SAMT, 9.
<https://samta.samt.ac.ir/content/9117/%D9%85%D8%A8%D8%A7%D9%86%DB%8C-%D8%A2%D8%A8-%D9%88-%D9%87%D9%88%D8%A7%D8%B4%D9%86%D8%A7%D8%B3%DB%8C>
- Mahdavi, M. Taherkhani, M. (2011). Application of statistics in Geography, Ghomes, 4.
<https://www.gisoom.com/book/1783152/%DA%A9%D8%AA%D8%A7%D8%A8-%DA%A9%D8%A7%D8%B1%D8%A8%D8%B1%D8%AF-%D8%A2%D9%85%D8%A7%D8%B1-%D8%AF%D8%B1-%D8%AC%D8%BA%D8%B1%D8%A7%D9%81%DB%8C%D8%A7/>
- Yamani, M. Zamani, H. (2006). Retrieval of snow boundaries of Shahrestanak valley in the last glacial period, *Journal of Geography*, 5, 12-13.
<http://ensani.ir/fa/article/192265/%D8%A8%D8%A7%D8%B2%DB%8C%D8%A7%D8%A8%DB%8C-%D8%AD%D8%AF%D9%88%D8%AF-%D8%A8%D8%B1%D9%81-%D9%85%D8%B1%D8%B2-%D8%AF%D8%B1%D9%87-%D8%B4%D9%87%D8%B1%D8%B3%D8%AA%D8%A7%D9%86%DA%A9-%D8%AF%D8%B1-%D8%A2%D8%AE%D8%B1%DB%8C%D9%86-%D8%AF%D9%88%D8%B1%D9%87-%DB%8C%D8%AE%DA%86%D8%A7%D9%84%DB%8C>
- Yamani, M. Shamsipoor, A. Jafari Aghdam, M (2010). Renovation of Pleistocene Snow Line on Jajroud Basin, *Physical Geography Research*, 43 (2).
https://jphgr.ut.ac.ir/article_23069_4a1b42cad1cabb8b3721679871e88b36.pdf
- Barria, I. Carrasco, J. Casassa, G. Barria, P. (2019). Simulation of Long-Term Changes of the Equilibrium Line Altitude in the Central Chilean Andes Mountains Derived From Atmospheric Variables During the 1958-2018 Period, *Environmental Sciences*, Vol7.
<https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fenvs.2019.00161/full>
- 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.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1040618299000348>
- Bolch, T. Kulkarni, A. Käab, 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.
<https://science.sciencemag.org/content/336/6079/310>
- 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 Deglaciation of High Mountain Regions. *Geophysical Research Letters*, 36(17), 1-4.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2009GL037712>
- 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.
<https://hal.ird.fr/ird-01223163/document>
- 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.
<http://www.geo.umass.edu/faculty/bradley/diaz2003.pdf>
- 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.
<https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1996Natur.383..152D/abstract>
- Dong, L. Zhang, M. Wang, S. Qiang, F. Zhu, x. Ren, Z. (2015). The freezing level height in the Qilian Mountains, northeast Tibetan Plateau based on reanalysis data and observations, 1979-2012, *Quaternary International*, Volumes 380-381, 60-67.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1040618214006235>
- Ebrahimi, B. Seif, A. (2016). Equilibrium-Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Zardkuh Mountain. *Journal of Geopersia*, 6(2), 299-322.
https://journals.ut.ac.ir/article_58674.html
- 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.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012821X08005736>

- Fujita, K. (2008b). Influence of Precipitation Seasonality on Glacier Mass Balance and its Sensitivity to Climate Change. *Annals of Glaciology*, 48, 88-92.
<https://www.cambridge.org/core/journals/annals-of-glaciology/article/influence-of-precipitation-seasonality-on-glacier-mass-balance-and-its-sensitivity-to-climate-change/88724277D5D72FB6F1EC8E5B9277AC9A>
- Fujita, K. and Nuimura, T. (2011). Spatially Heterogeneous Wastage of Himalayan glaciers. *Proceeding of the Natural Academy of Science of the United State of America*, 108(34), 14011-14014.
<https://www.pnas.org/content/108/34/14011>
 - 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.
<https://science.sciencemag.org/content/340/6134/852>
 - 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.
<https://mall.cnki.net/magazine/article/HAQK201106006.html>
 - Haerberli, 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.
<https://www.cambridge.org/core/journals/annals-of-glaciology/article/integrated-monitoring-of-mountain-glaciers-as-key-indicators-of-global-climate-change-the-european-alps/C9848CCE2786F04521150290022F2CC9>
 - 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.
<https://nsidc.org/data/MOD10CM/versions/6>
 - 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:
<https://nsidc.org/data/MYD10CM/versions/6>
 - 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.
https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/13/23/1520-0442_2000_013_4137_coflaf_2.0.co_2.xml
 - Hoffmann, G. (2003). Taking the Pulse of the Tropical Water Cycle. *Journal of American Association for the Advancement of Science*, 301(5634), 776-778.
<https://science.sciencemag.org/content/301/5634/776>
 - 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.
<https://link.springer.com/article/10.1007/s12583-011-0194-5>
 - 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.
<https://www.coldregions.org/vufind/Record/19973>
 - Porter, S. C. (2001). Snowline Depression in the Tropics During the Last Glaciation. *Journal of Quaternary Science Reviews*, 20(10), 1067-1091.
<https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2000QSRv...20.1067P/abstract>
 - Rabatel, A. Bernard, F. Soruco, A. Gomez, J. Caceres, B. Ceb Allos, 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.
<https://tc.copernicus.org/articles/7/81/2013/>
 - Rachal, P. Matteo, S. Brice, R. Lestyn, D. Robert, G. 2020. Climatic controls on the equilibrium-line altitudes of Scandinavian cirque glaciers, *Geomorphology*, Vol 352.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X19304775>
 - Seif, A, (2015). Equilibrium-Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Oshorankuh Mountain, Iran. *Journal of Quaternary International*, 374, 126-143.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1040618215001858>
 - 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.
<https://www.isprs-ann-photogramm-remote-sens-spatial-inf-sci.net/II-4/71/2014/>

- 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.
<https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2014ISPAr.XL4..243T/abstract>
- 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.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2003JD004484>
- 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.
https://www.researchgate.net/publication/225338150_Glacier_area_variation_and_climate_change_in_the_Chinese_Tianshan_Mountains_since_1960
- Wang, S. Zhang, M. Pepin, N. Zhongqin, li. Meiping, Sun. Xiaoyan, H. Wang, Q. (2014). Recent changes in freezing level heights in High Asia and their impact on glacier changes, JGR Atmosphere, Vol 19, Issue 4. 1753-1765.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2013JD020490>
- 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.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2013JD020490>
- 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.
<https://www.nature.com/articles/nclimate1580>
- 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.
<https://www.cambridge.org/core/journals/annals-of-glaciology/article/variability-of-atmospheric-freezinglevel-height-and-its-impact-on-the-cryosphere-in-china/DBEEB6B427D45655159273096BB4B9EC>

برآورد و تحلیل افت محیطی دما، ارتفاع تراز انجماد، ارتفاع خط تعادل در کنش متقابل با توزیع هیپسومتریک و آلتیمتریک ارتفاعات دنا

محمود سلطانیان^۱، دکتر عبدالله سیف^{۲*}

چکیده

نمایه‌های محیطی افت‌هانگ محیطی دما، ارتفاع تراز انجماد، ارتفاع خط تعادل و درصد برف‌پوش در بررسی رفتار محیطی سیستم ناهم‌واری‌ها و تقویت و کنترل فعالیت‌های یخچال‌های کوهستانی دائمی و غیردائمی اثرگذار هستند. در این پژوهش با استفاده از داده‌های رادیوسوند شبکه‌ای، روابط دما و ارتفاع در دوره آماری ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۸ بررسی شد و متوسط سالانه، فصلی، ماهانه و ساعتی به‌دست آمد. براساس روابط رگرسیونی بین تغییرات دما و ارتفاع، نرخ افت محیطی دما محاسبه شد و ارتفاع تراز انجماد به‌دست آمد. همچنین ارتفاع خط تعادل یخچالی با در نظر گرفتن حداکثر FLH تابستانه به‌دست آمد. همچنین برای تحلیل درصد برف‌پوش از داده‌های ماهواره‌ای مودیس ترا و آکوا کمک گرفتیم. نتایج نشان می‌دهد که نرخ ELR به‌شدت با دمای سطح زمین در دوره‌های گرم و سرد سال مرتبط است بدین‌صورت‌که در دوره‌های گرم سال، ELR افزایش و در دوره‌های سرد سال کاهش می‌یابد. بررسی ELA ارتفاعات دنا نشان می‌دهد که این تراز به‌طور متوسط در ارتفاع ۵۲۴۱ متری واقع شده‌است؛ درحالی‌که بلندترین ارتفاع در سایت کوهستانی دنا ۴۴۵۰ متر است؛ در نتیجه از لحاظ شرایط اقلیمی، امکان ایجاد یخچال‌های فعال و دائمی در این توده کوهستانی وجود ندارد. درصد برف‌پوش بالاتر از تراز FLH تقریباً ۲ برابر سطوح پایین‌دست آن است که البته در مواقع سرد سال این تفاضل تا ۳ برابر نیز افزایش می‌یابد. با بررسی نیمرخ هیپسومتریک ارتفاعات دنا دو آستانه T₁ و T₂ به‌ترتیب در ارتفاع ۲۴۰۰ و ۳۴۰۰ متر براساس تغییرات شب منحنی تعیین شد. عبور و نوسان مؤلفه‌های محیطی مورد بحث از این آستانه‌های توپوگرافیک می‌تواند منجر به پاسخ‌های تصاعدی سیستم ناهم‌واری ارتفاعات دنا به انباشت و تراکم و برداشت یخ و برف و نیز توان توزیع هیدرولیک آن در طول سال و در فازهای سرد و گرم شود.

جغرافیا و توسعه، شماره ۶۳، تابستان ۱۴۰۰

تاریخ دریافت: ۹۸/۱۰/۰۱

تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۴/۰۷

صفحات: ۳۰۷-۳۳۶



واژه‌های کلیدی:

افت‌هانگ محیطی دما، ارتفاع تراز انجماد، ارتفاع خط تعادل، درصد برف‌پوش، دنا.

مقدمه

جو از لایه‌های مختلفی تشکیل شده‌است. و ردسپهر پایین‌ترین لایه و نزدیک‌ترین لایه به سطح زمین است. افت محیطی دما با افزایش ارتفاع و ویژگی عمومی این لایه محسوب می‌شود؛ به‌طوری‌که در نیمه پایینی و ردسپهر در هر کیلومتر میانگین نزول دما ۶ تا ۷ درجه سانتی‌گراد است و در نیمه بالایی آن به ۷ تا ۸ درجه افزایش می‌یابد. به این میزان

کاهش دما نسبت به افزایش ارتفاع، «افت‌هانگ»^۳

گویند (کویانی، علیجانی، ۱۳۸۲: ۳۹).

آگاهی از میزان توزیع دما در ارتفاعات مختلف، پژوهشگر را قادر به بررسی مقدار کاهش دما با ارتفاع در سطوح مختلف می‌سازد. این مقدار کاهش دمای محیط با ارتفاع، افت‌هانگ دمای محیطی (ELR)^۴ است که پایه محاسبه پارامترهای مختلف ژئومورفولوژی یخچالی مانند^۵ FLH، PEA^۶ و ELA^۷ به حساب

1- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

2- دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران (نویسنده مسئول)

3-Lapse-rate
4- Environmental Lapse-rate
5- Freezing Level Height
6- Permafrost Edge Altitude
7- Equilibrium Line Altitude

soltanianmhd@geo.ui.ac.ir
a.safe@geo.ui.ac.ir

فاکتورها بیش از پیش آشکار شود (صلحی و سیف، ۱۳۹۷: ۱۳۳۳). پژوهش‌های گذشته نشان می‌دهد، متوسط FLH در کمربندهای کوهستانی اصلی همچون هیمالیا در طی سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۰ روند افزایشی داشته (Diaz et al, 2003: 39)، که باعث عقب‌نشینی مداوم یخ‌پوش‌ها شده‌اند (Zhang, Gue, 2011: 485). در دهه‌های گذشته، بیشتر یخچال‌های واقع در بلندای آسیا، کاهش شدیدی در سطح و حجم از خود نشان داده‌اند (Gardner et al, 2013: 853; Yao et al, 2012: 664; Bolch et al, 2012: 311; Wang et al, 2011: 265; Fujita Nuimura, 2011: 14012). همچنین پژوهش‌های گسترده و دقیقی در مناطق مداری آند (Rabatel et al, 2013: 83) و بسیاری از مناطق بیرون از مداری (Haerberli et al, 2007: 153) انجام گرفته‌است. در پژوهشی افزایش قابل توجه در FLH مناطق مداری در بازه زمانی ۱۹۹۰-۱۹۵۸ به افزایش دمای سطح آب اقیانوس در منطقه استوایی شرق اقیانوس آرام منجر شده‌است (Diaz et al, 2003: 35). افزایش موقتی FLH هوای آزاد در بین سال‌های ۱۹۸۶-۱۹۷۰ در منطقه مداری براساس مشاهدات ایستگاهی رادیوسوند 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 & Graham, 1996: 154). در مطالعه‌ای دیگر براساس مشاهدات رادیوسوند، تغییرات FLH بررسی و تأثیرات احتمالی آن بر یخ‌پوش کوهستان‌ها در چین بررسی شد که تغییرات یخ‌پوش کوهستانی و تغییرات FLH را به تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی ارتباط داده‌اند (Zhang & Gue, 2011: 86). در پژوهشی که در ۱۱ یخچال ارتفاعات آسیا انجام گرفت، تغییرات اخیر

می‌آید (صلحی و سیف، ۱۳۹۷: ۱۳۳۲). در بخش‌های مختلف لایهٔ وُردسپهر، دمای هوا به تدریج با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد تا به صفر درجه برسد. ارتفاع تراز انجماد، به ارتفاعی گفته می‌شود که در آن دما به صفر درجه می‌رسد و آب از حالت مایع به جامد تبدیل می‌شود و یخ می‌زند (Dong et al, 2015: 61). ارتفاع خط تعادل یخچالی مفهومی در ارتباط با سامانه‌های یخچالی است که به‌عنوان یک خط تئوریک شناخته می‌شود و بیانگر نقاطی از یخچال است که میزان برداشت و انباشت در آن در طی یک سال برابر است (براهیمی و سیف، ۱۳۹۵: ۱۰۰). در بیشتر مطالعات یخچالی دیرینه نیز مقدار ELA برابر با مرز برف در نظر گرفته شده‌است (Meier, 1962: 65; Porter, 2001: 1069). همچنین ارتفاع تراز انجماد یا خط همدمای صفر درجه در اتمسفر، یک پارامتر تعیین‌کننده بر یخ‌پوش کوهستان‌ها و مناطق مرتفع با تغییر حالت آب به یخ محسوب می‌شود (Harris et al, 2000: 4138; Vuille et al, 2004: 4; Hoffmann, 2003: 776; Coudrain et al, 2005: 415). انجماد، کنترل‌کننده اصلی فرایندهای انجماد و ذوب در مناطق مرتفع است (Harris et al, 2000: 4137; Diaz, 1996: 153; Bradley et al, 2009: 2). خط همدمای صفر درجه بر روی یخ‌پوش کوهستان‌های مرتفع با تعادل جرمی^۱، نوع بارش و آلودگی سطح زمین در ارتفاعات نیز در ارتباط است (Li et al, 2011: 425). اهمیت و تأثیرات تغییرات مؤلفه‌های اقلیمی و اثرات آن بر ترازهای FLH، PEA، ELR و SC^۲ و همچنین منابع آبی، نگهداشت تابستانه و استمرار دبی پایهٔ رودها، چشمه‌ها و منابع آبی را باعث شده که اهمیت بررسی و پایش این

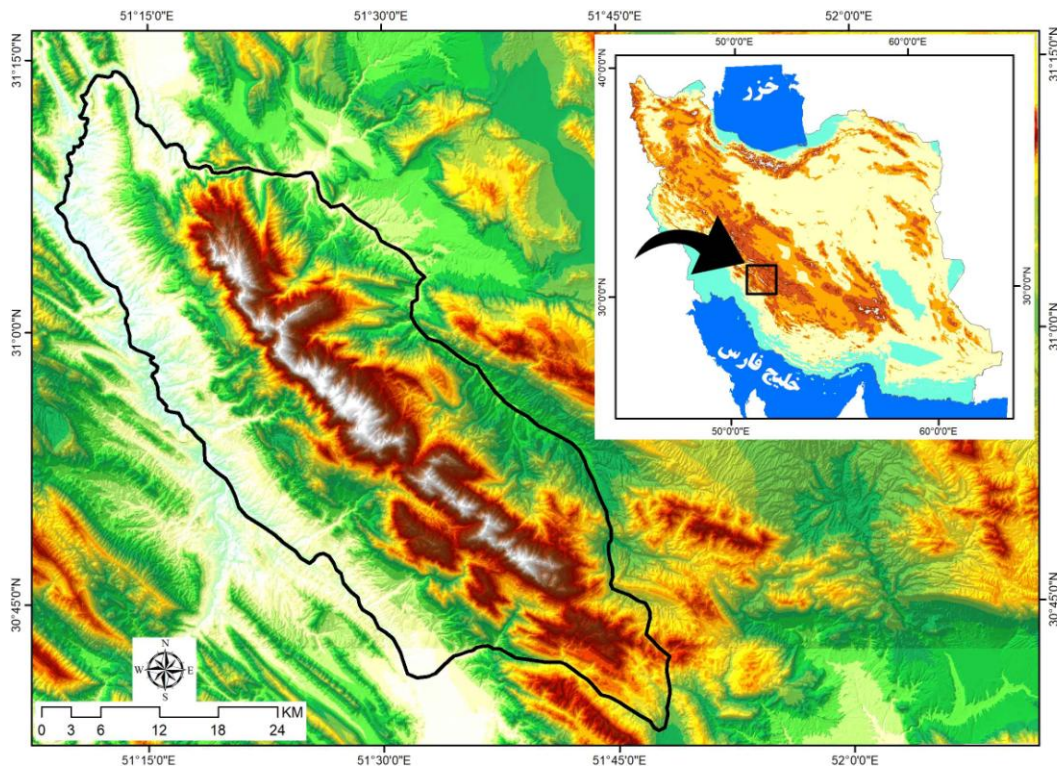
مورن‌های جانبی) برای برآورد ELA گذشته و حال، ارتفاع خط تعادل یخچالی کواترنر پایانی در یخچال‌های ارتفاعات زرکوه را تعیین کردند (Ebrahimi, Seif, 2016:301). یمانی و همکاران برف‌مرزهای حوضه جاجرود را با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و بازدیدهای میدانی تعیین و ارتفاع آن را در ۳۷۲۰ برای وضعیت فعلی تعیین کردند و برای بازسازی ارتفاع خط تعادل یخچالی (ELA)، روش پورتر را به کار گرفتند (یمانی و همکاران، ۱۳۹۰: ۳۵). به علت حاکمیت اقلیم سرد و استقرار برف در دامنه شرقی سبلان، همچنین عامل ارتفاع، جهت‌گیری دامنه‌ها، دره‌ها و باد غالب، یکی از مهم‌ترین پدیده‌های ژئومورفیک دامنه شرقی سبلان، برف‌سب (نیواسیون) اعلام شد (سفندیاری و خیام، ۱۳۸۶: ۶۰). تعدادی از شواهد ژئومورفولوژیک مانند: سیرک‌ها و دره‌های یخچالی، سنگ‌های سرگردان و رسوبات یخچالی و سطوح فرسایش‌یافته به‌وسیله یخ مورد مطالعه قرار گرفت و میانگین برف‌مرز برای ارتفاعات تالش طی پلیوستوسن ۲۳۶۰ متر اعلام شد و همجواری با دریای خزر، عامل محلی ایجاد اختلاف در ارتفاع برف‌مرز بیان شد. در ضمن ارتفاع برف‌مرز برای ضلع شرقی، جنوبی و غربی به ترتیب ۱۸۰۰، ۲۴۰۰ و ۲۹۰۰ متر اعلام شد (طاحونی، ۱۳۸۳: ۳۱). در اکثر مطالعاتی که در ایران صورت گرفته است، برای بررسی وضعیت دما و بارش در ارتفاعات، عمدتاً ایستگاه‌های زمین استفاده شدند؛ اما چون محاسبه ELR مبنای محاسبات FLH، PEA و نهایتاً ELA هستند، باید از دقت بالایی برخوردار باشند؛ چون در ایستگاه‌های زمینی، ثبت داده‌های اقلیمی اکثراً در حیطه و حومه شهرها و شهرستان‌ها قرار دارند و تحت تأثیر ریزاقلیم شهری و جزیره گرمایی هستند،

FLH و تأثیرشان بر تغییرات یخچالی بر مبنای داده‌های رادیوسوند و پایگاه داده NCEP/NCAR بررسی شد. روندهای بلندمدت حاکی از یک همبستگی شدید بین مقادیر ELA و FLH است (Wang et al, 2014:1754). تغییرات بلندمدت FLH تابستانه در کوهستان‌های کیلیان طی دوره ۲۰۱۲-۱۹۷۲ با داده‌های رادیوسوند و پایگاه داده‌های ERA NCEP در مطالعه‌ای بررسی شد. در این منطقه با کاهش عرض جغرافیایی، ارتفاع FLH افزایش دارد (Dong et al, 2015:62). تغییرات بلندمدت ELA براساس تغییرات جوّی در طی دوره ۲۰۱۸-۱۹۵۸ در ارتفاعات آند بررسی شد. نتایج نشان داد که ELA سالانه در ارتفاعات مرکز آند با افزایش همراه است که به صورت چندمرحله‌ای تحت تأثیر نوسانات اقیانوس آرام است (Barria et al, 2019: 2). در پژوهشی ارتباط بین ELA و تغییرات اقلیم حال حاضر و متغیرهای توپوگرافی در ۵۱۳ سیرک یخچالی ارتفاعات اسکاندیناوی بررسی شد. نتایج نشان داد که اگر منطقه به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم شود، همبستگی شدیدی بین بارش و ELA دیده می‌شود (Rachal et al, 2020:3). در ایران نیز مطالعات گسترده‌ای انجام شده است؛ از جمله: صلی و سیف (۱۳۹۷: ۱۳۳۴) ارتفاع تراز انجماد، خط تعادل و مرز پرمافراست و برف‌پوش سبلان را براساس داده‌های رادیوسوند بررسی کردند. سیف ارتفاع خط تعادل یخچالی امروزی و پیشین کواترنر پایانی را در ارتفاعات اشتران‌کوه براساس روش‌های مختلف بررسی و اختلاف ELA حال و گذشته را محاسبه کرد (Seif et al, 2015:128). در پژوهشی دیگر ابراهیمی و سیف براساس روش‌های بازسازی مختلف (از جمله مورن‌های انتهایی و ترمینال‌های مورنی و

مواد و روش‌ها

ارتفاعات انتخاب‌شده دنا که در طول‌های جغرافیایی ۵۱ درجه و ۱۹ دقیقه تا ۵۱ درجه و ۴۸ دقیقه و عرض‌های جغرافیایی ۳۰ درجه و ۳۷ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۱۴ دقیقه واقع شده، بخشی از حوضه آبریز کارون را پوشش می‌دهد و در استان‌های کهگیلویه و بویراحمد و بخش جنوبی استان اصفهان قرار گرفته‌است. در این محدوده ارتفاعات بین ۱۳۶۱ تا حدود ۴۴۰۰ متر متغیر است (شکل ۱).

امکان تأثیرپذیری نتایج اندازه‌گیری‌های زمینی وجود دارد. از طرفی، توزیع مکانی و ارتفاعی ایستگاه‌های زمینی، همگن و یکنواخت نیست و در مناطق بالای ۱۵۰۰ و ۲۰۰۰ متر که بدنه اصلی ارتفاعات هستند، تعداد ایستگاه‌ها محدودند که می‌تواند موجب خطای کم‌برآوردی^۱ نرخ ELR شود؛ بنابراین در این پژوهش سعی شد از داده‌هایی بر پایه رادیوسوند که به صورت شبکه‌ای تهیه شده‌اند، استفاده شود که دارای مزیت‌های بیشتری نسبت به داده‌های ایستگاهی است. برای محاسبات نیز از زبان برنامه‌نویسی پایتون کمک گرفته شد.



شکل ۱: موقعیت منطقه مطالعاتی

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸ (مأخذ: داده‌های DSM Alos)

همبستگی بین ارتفاع (ارتفاع متغیر مستقل و دمای هوای متغیر وابسته) به دست آمد. بر این اساس نرخ افتاهنگ در هر ۱۰۰۰ متر برای محدوده‌های زمانی مورد مطالعه به دست آمد.

رابطه ۱:

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

در این رابطه T و H به ترتیب دما و ارتفاع، \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 هستند. افت محیطی دما در اتمسفر آزاد تا ارتفاع ۱۰۰۰۰ متری از سطح دریا بررسی شد. نوسانات ELR در پنج بازه زمانی متوسط سالانه، فصلی، ماهانه، روزانه و ساعتی مشخص شد (صلحی، ۱۳۹۷: ۳۲۳). (رابطه ۱ و ۲) - (جدول ۱)

$$T = aH + b \quad \text{رابطه ۲:}$$

محاسبه ارتفاع تراز انجماد (FLH)

ارتفاع تراز انجماد به معادله ELR وابسته است. این معادله براساس تغییرات دما و ارتفاع تا آستانه ۱۰۰۰۰ متری به دست آمد. در معادلات ELR به دست آمده، دمای صفر قرار داده شد تا ارتفاع تراز انجماد معادل مشخص شود. این ارتفاع در بازه‌های زمانی مختلف سالانه، فصلی، ماهانه و روزانه تعیین شد (Zhang, Gue, 2011: 488). (رابطه ۳)

رابطه ۳:

$$\begin{aligned} T &= aH + b \\ 0 &= aH + b \\ -aH &= b \\ FLH(H) &= \frac{b}{a} \end{aligned}$$

در این پژوهش از داده‌های رادیوسوند شبکه‌ای پایگاه داده GDAS استفاده شد. داده‌ها و اطلاعات در این پایگاه اطلاعاتی توسط آزمایشگاه منابع داده‌جوی (ARL) فرآوری، پایش و انتشار می‌یابد. رزولوشن مکانی این پایگاه داده براساس اطلاعات منتشرشده در فراداده‌های مربوط، معادل ۰/۵ درجه قوسی بوده و از نظر دامنه زمانی از ۲۰۰۵ 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 است. همچنین داده‌های ارتفاعی سطحی (DSM)، منتشرشده توسط آژانس فضایی ژاپن در می و اکتبر ۲۰۱۵ با رزولوشن افقی در حدود ۱۲/۵ متر برای بررسی توپوگرافی منطقه مورد استفاده قرار گرفت. این داده‌ها از تصاویر ماهواره ALOS به دست آمده است (Takaku, 2014: 245). این پایگاه براساس داده‌های DSM (نسخه شبکه ۵ متری) توپوگرافی سه‌بعدی که در حال حاضر دقیق‌ترین داده‌های ارتفاعی در مقیاس جهانی هستند، به دست آمده است (Tadano, 2014: 74). همچنین برای بررسی تغییرات برف‌پوش نیز از داده‌های سنجنده مودیس استفاده شد.

محاسبه افتاهنگ محیطی دمای هوای آزاد (ELR)

ارتباط بین دمای هوا و ارتفاع در لایه پایینی تریپوسفر (تا ارتفاع ۱۰۰۰۰ متری) برای محاسبه ELR بررسی شد. ارتفاعات بیش از ۱۰۰۰۰ متر به دلیل دوری از محدوده ناهمواری‌ها و نیز به دلیل تغییر روند ELR از پایگاه داده حذف شد. رابطه همبستگی ارتفاع و دما در لایه پایینی تریپوسفر توسط رابطه ۱ (مهدوی و طاهرخانی، ۱۳۹۱: ۲۳۴) محاسبه شد. براساس نرخ همبستگی، معادله

محاسبه ارتفاع خط تعادل امروزی^۱

براساس پیشنهاد محققان یخچال‌شناسی، ارتفاع خط تعادل یخچالی که مفهومی اقلیمی دارد، برابر با حداکثر ارتفاع FLH در انتهای فصل ذوب است: (رابطه ۴).

رابطه ۴:

$$ELA_{Modern} = Max_{Summer} FLH$$

در این معادله FLH_{max} بالاترین ارتفاع تراز FLH در انتهای فصل برداشت یا ذوب (اواخر شهریور) و ELA_{Modern} برآوردی از موقعیت تراز ELA حال است (صلحی، ۱۳۹۷: ۳۴۴).

محاسبه برف پوش

برای تعیین درصد پوشش برف (ماهانه، فصلی و سالانه) از داده‌های سنجنده مودیس (تررا و آکووا) کمک گرفته شد (Hall, Riggs, 2015-2016). درصد برف‌پوش با نمایه محیطی FLH ارتباط دارد و می‌تواند با آن اختلاف نشان دهد. تأثیرات FLH بر منابع آب مفهومی بالقوه دارد و با برف‌پوش دارای اختلافات مکانی و زمانی است.

بحث و نتایج

-ارزیابی صحت داده‌های رادیوسوند براساس اطلاعات ایستگاه‌های منتخب

صحت‌سنجی در بازه‌های زمانی مختلف در سه ایستگاه منتخب (شهرضا، یاسوج و سی‌سخت) که در نزدیک‌ترین فاصله نسبت به ارتفاعات دنا قرار داشتند، انجام شد (جدول ۱). به‌طور مشخص در هر سه ایستگاه شاخص، سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ مورد نظر

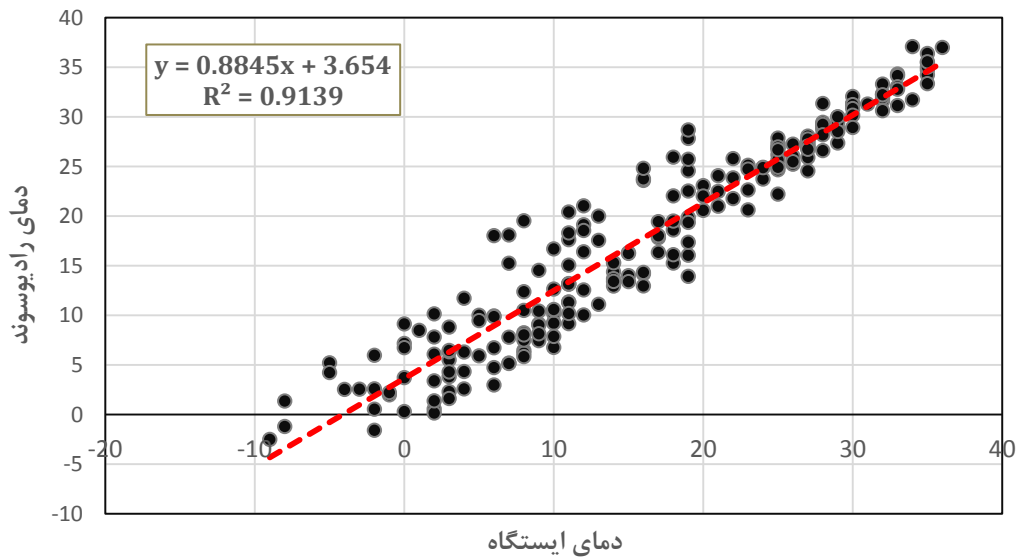
قرار گرفت، چهار روز خاص تابشی که از نظر اقلیمی دارای اهمیت است و آستانه‌های تغییرات فصلی هستند، در هر سال انتخاب شد. این چهار روز شامل دو روز اعتدال پاییزی (اول فروردین و اول مهر) و دو روز انقلاب تابستانی و زمستانی (به‌ترتیب اول تیر و اول دی) می‌شود. در هر روز ساعات ۳، ۶، ۱۲ و ۱۵ مدنظر قرار گرفت. دمای اندازه‌گیری‌شده در هر ساعت متناسب با تاریخ آن ثبت شد. دقیقاً در تاریخ و ساعات مشابه، داده‌های رادیوسوند شبکه‌ای در موقعیت قرارگیری هر ایستگاه استخراج شد. سپس RMS برای هر سه ایستگاه بین دمای اندازه‌گیری‌شده در هر ایستگاه و دمای اندازه‌گیری‌شده براساس رابطه همبستگی دما-ارتفاع به‌دست‌آمده از اطلاعات شبکه‌ای رادیوسوند نیز محاسبه شد. متوسط خطای RMS برای ایستگاه شهرضا معادل ۲/۵۵ درجه دربارۀ ایستگاه، سی‌سخت برابر با ۱/۸۲ درجه و دربارۀ ایستگاه یاسوج ۲/۷۴ درجه اندازه‌گیری شد که کاملاً قابل‌قبول است.

در مرحله بعدی، همبستگی بین دمای اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های منتخب در زمان‌های مورد بررسی و دمای به‌دست‌آمده از رابطه همبستگی ارتفاع و دما براساس داده‌های شبکه‌ای رادیوسوند، محاسبه شد که در ایستگاه شهرضا نرخ همبستگی ۰/۹۱ در ایستگاه سی‌سخت ۰/۹۴ و در ایستگاه یاسوج ۰/۹۰ به‌دست آمد که همگی از همبستگی بسیار بالا و قابل‌قبولی برخوردار بودند (شکل‌های ۲ تا ۴).

جدول ۱: لیست ایستگاه‌های اقلیمی شاخص

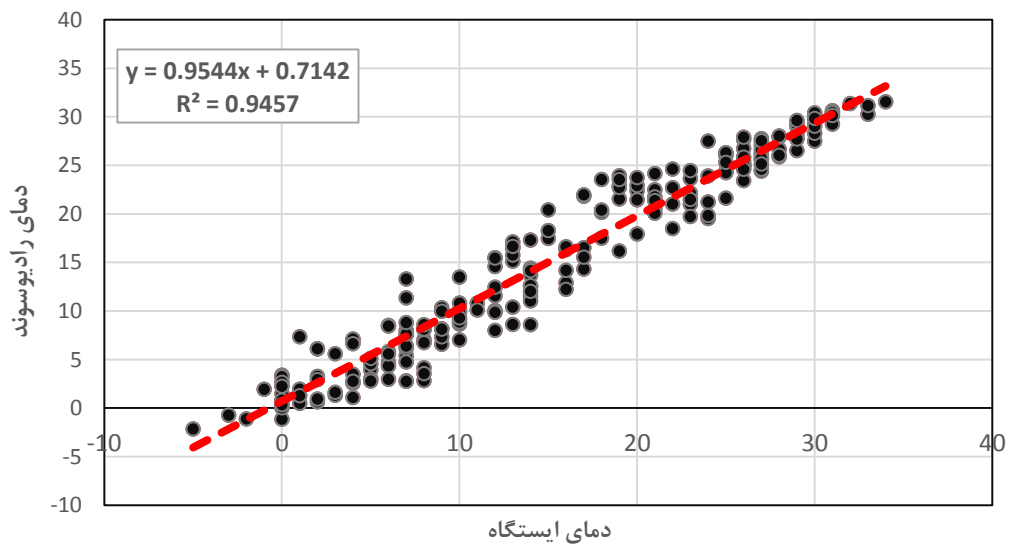
ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع
شهرضا	۵۱,۸۶	۳۲,۰۲	۱۸۲۵
سی سخت	۵۱,۴۵	۳۰,۸۶	۲۲۰۰
یاسوج	۵۱,۵۸	۳۰,۶۶	۱۸۷۰

مأخذ: سازمان هواشناسی، ۱۳۹۸



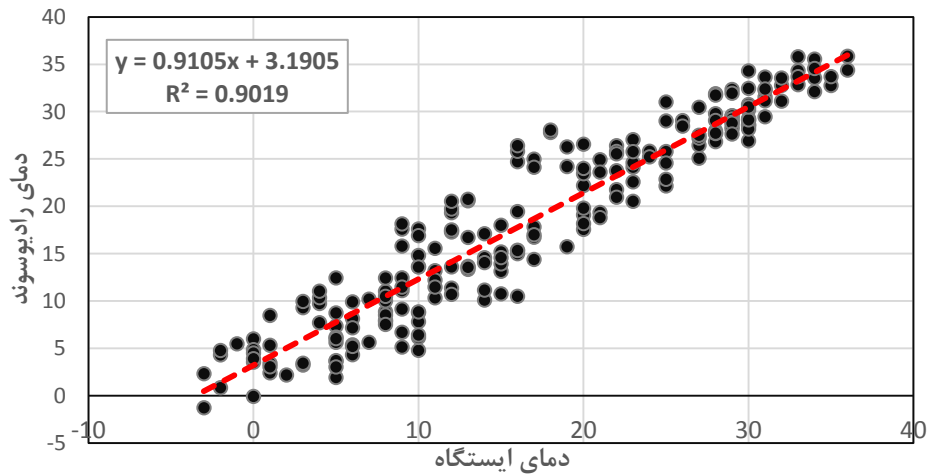
شکل ۲: ارزیابی صحت نتایج اطلاعات رادیوسوند براساس اطلاعات ایستگاه شهرضا

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸



شکل ۳: ارزیابی صحت نتایج اطلاعات رادیوسوند براساس اطلاعات ایستگاه سی سخت

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸



شکل ۴: ارزیابی صحت نتایج اطلاعات رادیوسوند براساس اطلاعات ایستگاه باسوج تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

نتایج به دست آمده به صورت ۳ ساعته براساس ضریب همبستگی پیرسونی (ارتفاع و دما) در جدول ۲ ارائه شد.

- تحلیل وضعیت ELR

ارتباط بین دمای هوای آزاد و ارتفاع برای منطقه مطالعاتی به صورت ساعتی براساس معادله خط همبستگی در هر ۱۰۰۰ متر محاسبه شد.

جدول ۲: محاسبه افتاهنگ دمای محیطی در بازه زمانی (۲۰۱۸-۲۰۰۵)

سال	ماه	روز	ساعت (UTC)	ضریب همبستگی ارتفاع و دما (r)	معادله خطی	افتاهنگ دما ELR/1000m
۲۰۰۵	۱	۵	۰	-۰/۹۲	$y = -0/003624 x + 5/455169$	-۳/۶۲۴
۲۰۰۵	۱	۵	۶	-۰/۹۷	$y = -0/004024 x + 7/436446$	-۴/۰۲۴
۲۰۰۵	۱	۵	۱۲	-۰/۹۶	$y = -0/004915 x + 10/979934$	-۴/۹۱۵
۲۰۰۵	۱	۵	۱۸	-۰/۹۷	$y = -0/004969 x + 11/258695$	-۴/۹۶۹
.
.
.
۲۰۱۸	۱۲	۲۵	۰	-۰/۹۶	$y = -0/005077 x + 10/664764$	-۵/۰۷۷
۲۰۱۸	۱۲	۲۵	۶	-۰/۹۴	$y = -0/006572 x + 18/293610$	-۶/۵۷۲
۲۰۱۸	۱۲	۲۵	۱۲	-۰/۹۴	$y = -0/007068 x + 22/543120$	-۷/۰۶۸
۲۰۱۸	۱۲	۲۵	۱۸	-۰/۹۸	$y = -0/007055 x + 23/499987$	-۷/۰۵۵

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸

در فصل تابستان به دلیل حرارت بیشتر سطح زمین با دور شدن از سطح افت دما نرخ بیشتری دارد. در فصل سرد به دلیل سردتر بودن سطح رویه زمین نرخ ELR کاهش می یابد.

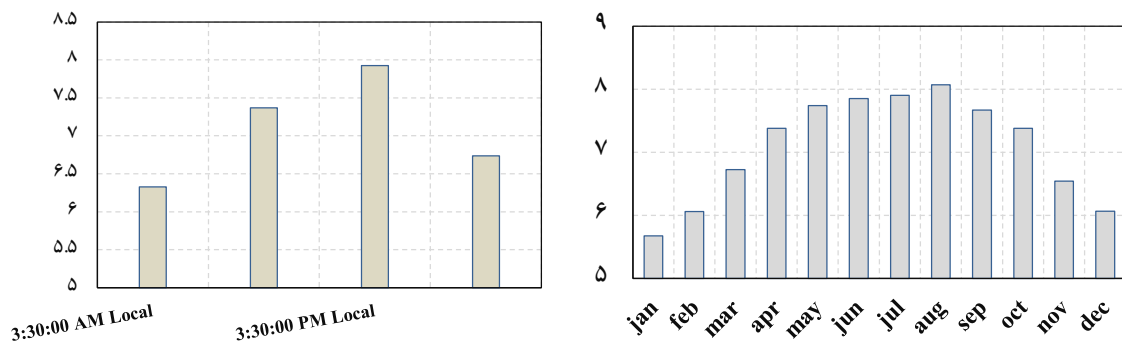
شکل ۵ نوسانات فصلی و سالانه ELR را نشان می دهد. بیشترین نرخ فصلی مربوط به فصل تابستان در حدود ۸ درجه کاهش در هر ۱۰۰۰ متر افزایش ارتفاع و کمترین میزان مربوط به فصل زمستان در حدود ۶ درجه در هر ۱۰۰۰ متر است.



شکل ۵: متوسط سالانه (تصویر سمت راست) و فصلی (تصویر سمت چپ) افت آهنگ دمای محیطی (ELR) تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

سرد سال کاهش می‌یابد. نوسانات ساعتی نیز روند مشابهی دارد، به طوری که در ساعات بعد از ظهر نرخ ELR افزایش یافت و در ساعت شب و صبح کاهش می‌یابد.

شکل ۶ نوسانات ماهانه و ساعتی ELR را نشان می‌دهد. نوسانات ماهانه ELR از فصول سرد سال به سمت فصول گرم سال افزایش می‌یابد. به طور کلی ماه‌های گرم نرخ ELR افزایش یافته و در ماه‌های



شکل ۶: متوسط ماهانه (تصویر سمت راست) و ساعتی (تصویر سمت چپ) افت آهنگ دمای محیطی (ELR)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

- تحلیل وضعیت FLH

مختلف سالانه، فصلی، ماهانه و ساعتی به دست آمد.

نتایج در جداول ۳ و ۴ نشان داده شد.

بر اساس روابط رگرسیونی دما و ارتفاع مستخرج از

داده‌های رادیوسوند، ارتفاع تراز انجماد در بازه‌های

جدول ۳: محاسبه ارتفاع تراز انجماد (FLH) در بازه زمانی (۲۰۰۵-۲۰۱۸)

سال	ماه	روز	ساعت	ضریب همبستگی	معادله خطی	ارتفاع تراز انجماد FLH
۲۰۰۵	۱	۵	۰	-۰/۹۶۸	$Y = -0/003624x + 5/455169$	۱۵۰۵
۲۰۰۵	۱	۵	۶	-۰/۹۷۷	$Y = -0/004024x + 7/436446$	۱۸۴۸
۲۰۰۵	۱	۵	۱۲	-۰/۹۶۳	$Y = -0/004915x + 10/979934$	۲۲۳۴
۲۰۰۵	۱	۵	۱۸	-۰/۹۵۶	$Y = -0/004969x + 11/258695$	۲۲۶۶
...
۲۰۱۸	۱۲	۲۵	۰	-۰/۹۲۸	$Y = -0/005077x + 10/664764$	۲۱۰۱
۲۰۱۸	۱۲	۲۵	۶	-۰/۹۳۸	$Y = -0/006572x + 18/293610$	۲۷۸۳
۲۰۱۸	۱۲	۲۵	۱۲	-۰/۸۹۶	$Y = -0/007068x + 22/543120$	۳۱۹۰
۲۰۱۸	۱۲	۲۵	۱۸	-۰/۹۷۵	$Y = -0/007055x + 23/499987$	۳۳۳۱

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸

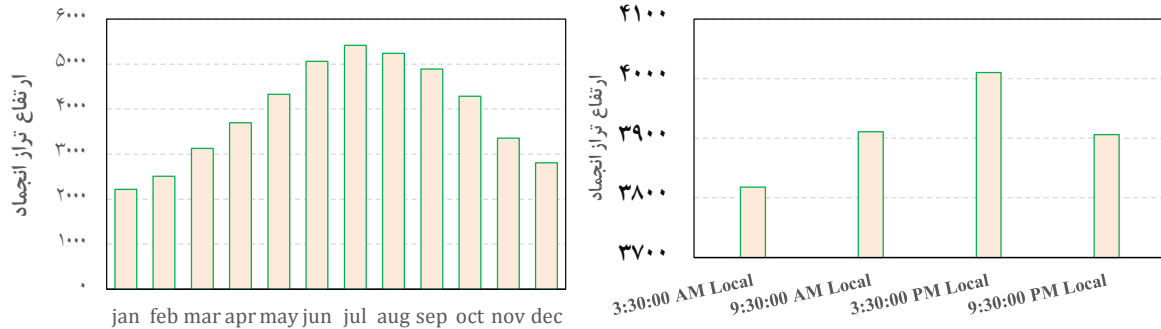
جدول ۴: متوسط ارتفاع تراز انجماد (سالانه، فصلی، ماهانه و ساعتی) در بازه زمانی (۲۰۰۵-۲۰۱۸)

شمسی	میلادی	متوسط FLH سالانه	ماه	متوسط فصل	فصل	متوسط فصلی	ساعت	متوسط ساعتی
۱۳۸۵	۲۰۰۵	۳۸۲۶	jan	۲۲۱۵	زمستان	۲۵۱۳	۰	۳۸۱۸
۱۳۸۵	۲۰۰۶	۳۸۴۶	feb	۲۵۲۷	بهار	۳۷۱۵	۶	۳۹۱۱
۱۳۸۶	۲۰۰۷	۳۸۶۱	mar	۳۱۲۴	پائیز	۴۱۷۷	۱۲	۴۰۱۰
۱۳۸۷	۲۰۰۸	۳۴۸۰	apr	۳۶۹۳	تابستان	۵۲۴۰	۱۸	۳۹۰۶
۱۳۸۸	۲۰۰۹	۳۹۱۶	may	۴۳۲۹				
۱۳۸۹	۲۰۱۰	۴۱۰۰	jun	۵۰۶۴				
۱۳۹۰	۲۰۱۱	۳۸۶۱	jul	۵۴۱۶				
۱۳۹۱	۲۰۱۲	۳۷۷۱	aug	۵۲۴۰				
۱۳۹۲	۲۰۱۳	۳۹۸۸	sep	۴۸۹۳				
۱۳۹۳	۲۰۱۴	۳۹۲۴	oct	۴۲۸۳				
۱۳۹۴	۲۰۱۵	۳۸۷۸	nov	۳۳۵۴				
۱۳۹۵	۲۰۱۶	۳۹۶۴	dec	۲۷۹۸				
۱۳۹۶	۲۰۱۷	۳۹۶۵						
۱۳۹۷	۲۰۱۸	۴۰۱۸						

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸

۲۰۰۰ متر تا ۵۳۰۰ متر در نوسان است. از نظر ساعتی نیز ارتفاع تراز انجماد بین ارتفاع در حدود

شکل ۷ بر نوسانات ساعتی و ماهانه FLH، ارتفاع تراز انجماد ماهانه در محدوده مطالعاتی بین حدوداً ۳۸۰۰ تا ۴۰۰۰ متر در نوسان است.

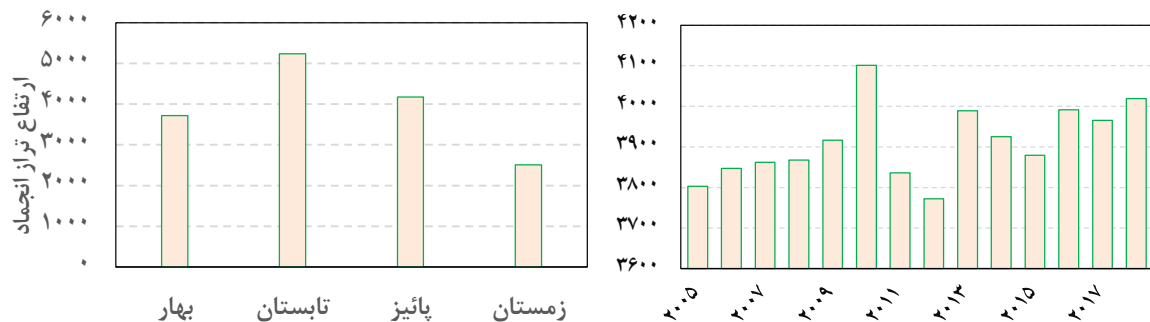


شکل ۷: متوسط ساعتی (تصویر سمت راست) و ماهانه (تصویر سمت چپ) ارتفاع تراز انجماد (FLH)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

بیشترین ارتفاع تراز انجماد فصلی مربوط به فصل تابستان در حدود ارتفاع ۵۱۰۰ متر و کمترین ارتفاع مربوط به زمستان در حدود ارتفاع ۲۵۰۰ متر است.

شکل ۷ نوسانات ارتفاع تراز انجماد سالانه و فصلی را نشان می‌دهد. سال ۲۰۱۲ در طول دوره آماری پایین‌ترین متوسط ارتفاع تراز انجماد سالانه و سال ۲۰۱۰ بیشترین میزان را به خود اختصاص داده است.

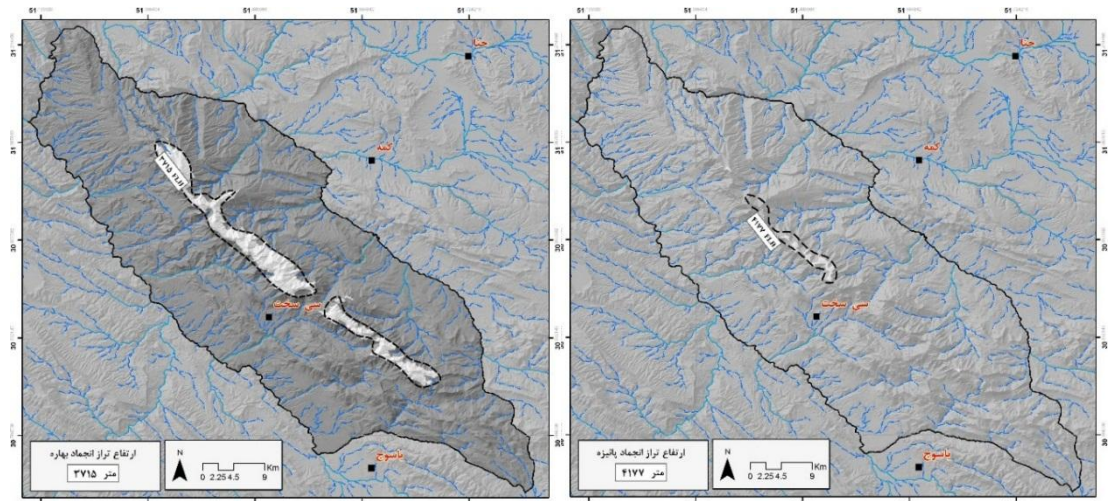


شکل ۸: متوسط سالانه (تصویر سمت راست) و فصلی (تصویر سمت چپ) ارتفاع تراز انجماد (FLH)

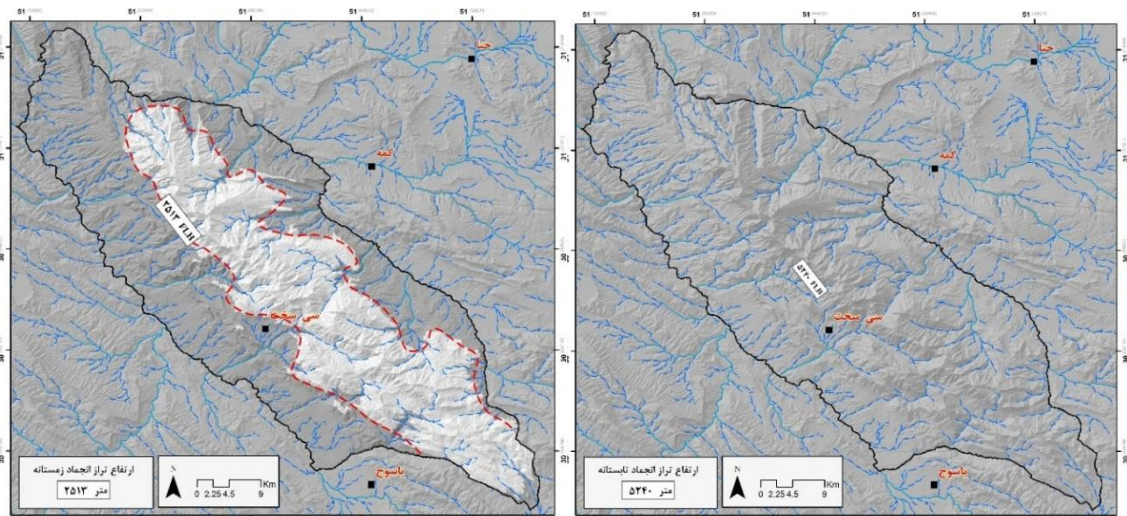
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

عمده بدنه توپوگرافیک دنا خارج از حیطه FLH فصلی قرار می‌گیرد.

اشکال ۹ و ۱۰ موقعیت تراز انجماد فصلی را در ارتفاعات دنا نشان می‌دهد. فصل پاییز و تابستان تقریباً



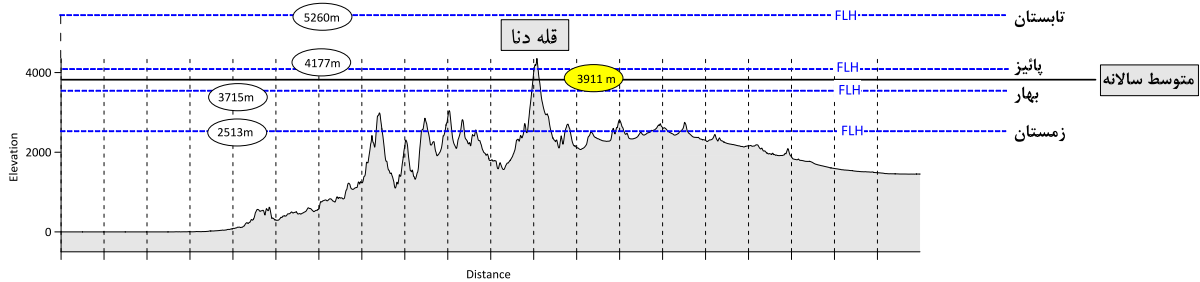
شکل ۹: متوسط فصل پاییز (تصویر سمت راست) و بهار (تصویر سمت چپ) ارتفاع تراز انجماد (FLH) تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸ (مأخذ: داده‌های DSM Alos)



شکل ۱۰: متوسط فصل تابستان (تصویر سمت راست) و زمستان (تصویر سمت چپ) ارتفاع تراز انجماد (FLH) تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸ (مأخذ: داده‌های DSM Alos)

از بالاترین ارتفاع قلّه دنا بالاتر قرار می‌گیرد. در نتیجه با توجه به این شرایط امکان استقرار فعال یخچال‌ها در این سایت کوهستانی بسیار محدود می‌شود.

شکل ۱۱ نیمرخ توپوگرافیک ارتفاع دنا و موقعیت فصلی و سالانه را نشان می‌دهد. به‌طوری‌که ملاحظه می‌شود در فصل تابستان ارتفاع تراز انجماد فصل تابستان در ارتفاع ۵۲۶۰ متر قرار می‌گیرد که



شکل ۱۱: موقعیت ترازهای فصلی FLH در مقطعی عرضی از ارتفاعات دنا

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸ (مأخذ: داده‌های DSM Alos)

- تحلیل وضعیت ELA

پس از محاسبه ارتفاع تراز انجماد در مرحله قبل، داده‌های موردنیاز برای محاسبه ارتفاع خط تعادل فراهم شد. با توجه به نظر محققان یخچال‌شناسی، ارتفاع خط تعادل یخچالی را می‌توان به بالاترین

ارتفاع تراز انجماد در پایان فصل ذوب در انتهای تابستان نسبت داد. با توجه به این موضوع، ارتفاع خط تعادل در دوره آماری ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۸ برای سایت کوهستانی دنا محاسبه شده در جدول ۵ نشان داده شده‌است.

جدول ۵: ELA سالانه

سال	ارتفاع خط تعادل (حال)
۲۰۰۵	۵۳۰۳
۲۰۰۶	۵۳۰۰
۲۰۰۷	۵۲۱۸
۲۰۰۸	۵۲۳۶
۲۰۰۹	۵۲۷۴
۲۰۱۰	۵۲۸۲
۲۰۱۱	۵۱۸۹
۲۰۱۲	۵۱۶۸
۲۰۱۳	۵۴۴۶
۲۰۱۴	۵۱۵۳
۲۰۱۵	۵۱۱۵
۲۰۱۶	۵۱۲۷
۲۰۱۷	۵۲۳۰
۲۰۱۸	۵۳۳۱
متوسط کل	۵۲۴۱

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸

- تحلیل وضعیت SC

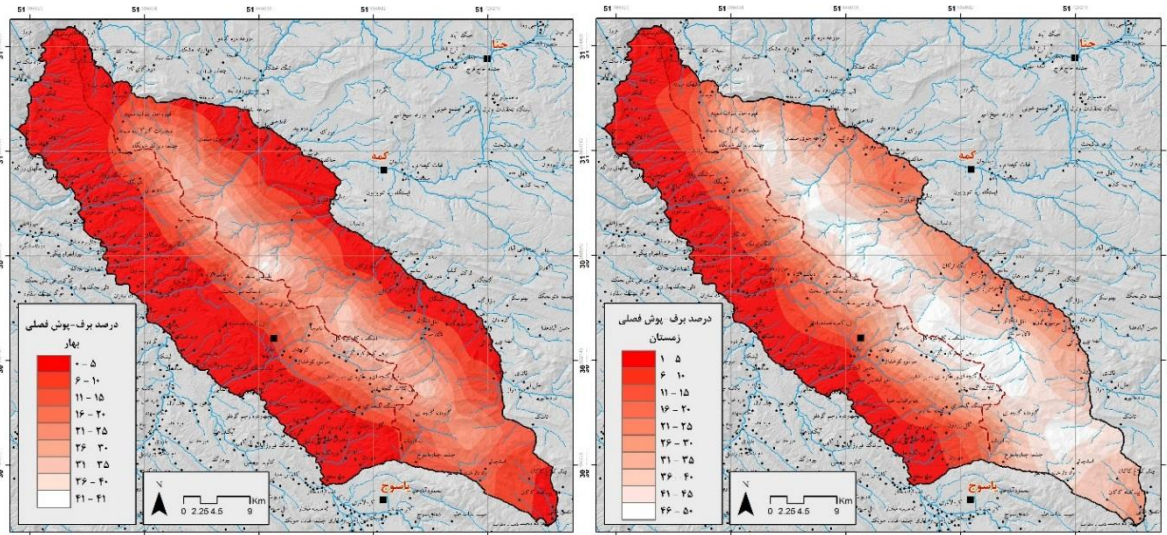
درصد برف‌پوش در دوره آماری موردپژوهش در ارتفاعات دنا از اطلاعات ماهواره‌ای مودیس آکوا و ترا به‌دست آمد که بیشترین درصد برف‌پوش ماهانه مربوط به ماه‌های ژانویه و فوریه و کمترین آن مربوط به ماه‌های می و ژوئن است. به‌طور محسوس درصد برف‌پوش ماهانه تقریباً در تمامی ماه‌ها تمایل مشخص به سمت دامنه‌های شمال‌شرقی دنا دارد.

این موضوع با فرارگیری این دامنه در بخش پشت به آفتاب و تمایل زاویه تابش خورشید در این جناح، در ارتباط است.

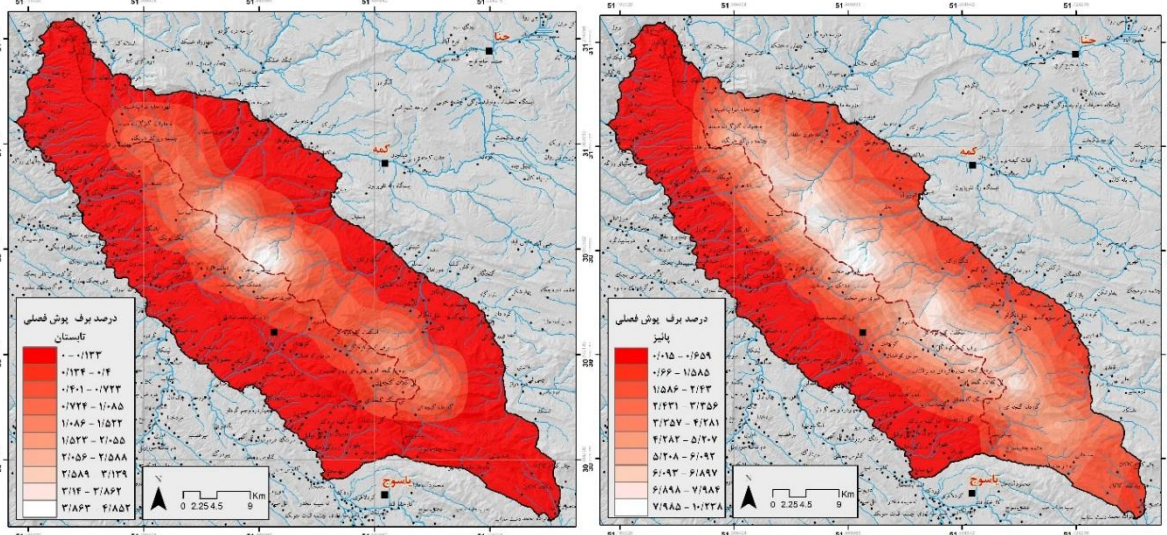
اشکال ۱۲ و ۱۳ متوسط برف‌پوش فصلی در ارتفاعات دنا در بازه زمانی موردپژوهش را نشان می‌دهد. دامنه‌های شمال‌شرقی دنا به‌طور محسوس درصد برف‌پوش بیشتری در تمامی فصول سال دارد. بیشترین درصد پوشش برف مربوط به فصل زمستان

و کمترین آن مربوط به فصل تابستان است. درصد برف‌پوش در ارتفاعات دنا با موقعیت سیرک‌های

یخچالی قرار گرفته در این بدنهٔ توپوگرافیک کاملاً تطابق دارد.



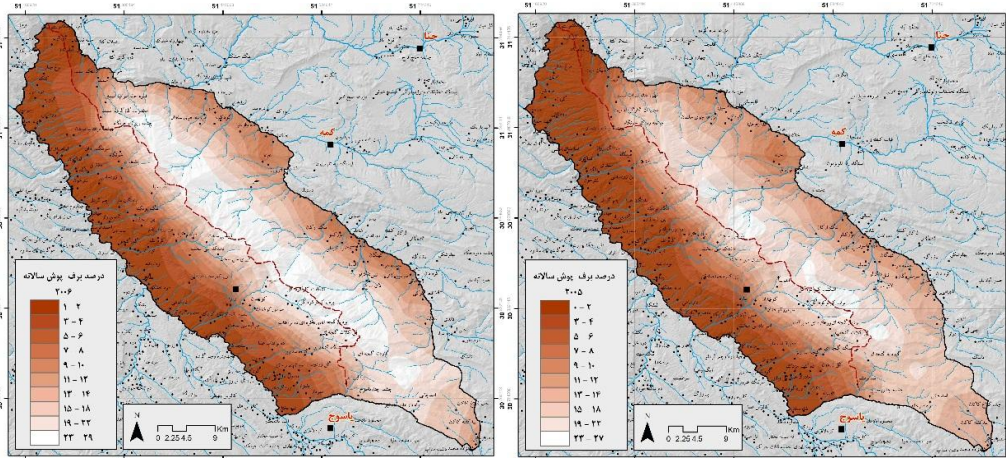
شکل ۱۲: متوسط برف‌پوش (SC) فصل زمستان (سمت راست) و بهار (سمت چپ) تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸ (مأخذ: داده‌های MODIS)



شکل ۱۳: متوسط برف‌پوش (SC) فصل پاییز (سمت راست) و تابستان (سمت چپ) تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸ (مأخذ: داده‌های MODIS)

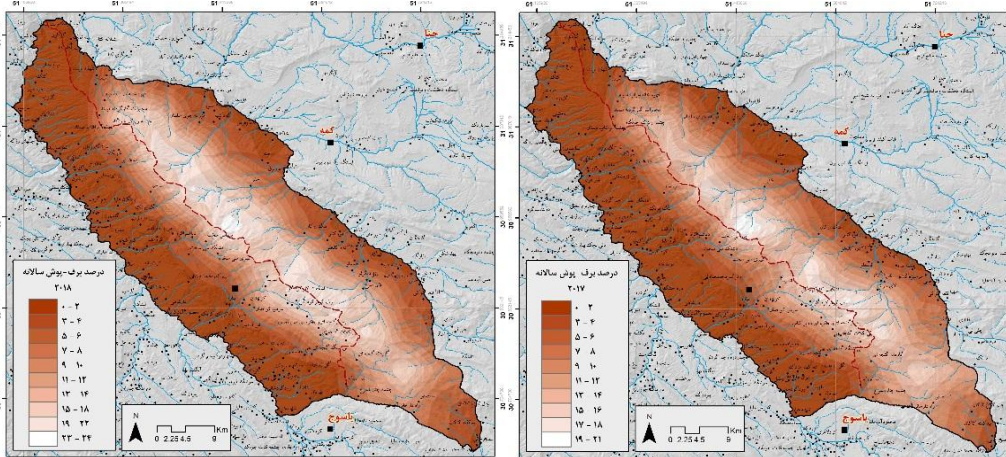
نوسانات متوسط برف‌پوش سالانه نشان می‌دهد که درصد برف‌پوش دامنه‌های رو به سمت شمال شرقی

به‌طور مشخص دارای پوشش بیشتری است (شکل ۱۵-۱۴).



شکل ۱۴: متوسط برف پوش (SC) سال ۲۰۰۵ (سمت راست) و ۲۰۰۶ (سمت چپ)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸ (مأخذ: داده‌های MODIS)



شکل ۱۵: متوسط برف پوش (SC) سال ۲۰۱۷ (سمت راست) و ۲۰۱۸ (سمت چپ)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸ (مأخذ: داده‌های MODIS)

متوسط برف پوش بالاتر از ارتفاع تراز انجماد نیز محاسبه شد. نکته قابل توجه آن است که در بالاتر از ارتفاع تراز انجماد، برف پوش بین ۰ تا ۴۰ درصد است. دلیل این موضوع آن است که در بسیاری از بخش‌های بالاتر از FLH به دلیل شیب‌های تند امکان نگهداشت پوشش برفی وجود ندارد؛ در حالی که شرایط دمایی مساعد است. در ضمن در مواردی شرایط دمایی برای نگهداشت پوشش برفی وجود دارد، ولی دوره‌های گرمایش مقطعی یا نبود بارش در برخی فصول، درصد SC بالاتر از FLH را در سطحی زیر ۱۰۰ درصد قرار می‌دهد.

- تحلیل و بررسی ارتباط برف پوش (SC)، ارتفاع تراز انجماد (FLH) و مؤلفه‌های توپوگرافیک زمین (شیب، ارتفاع و جهت شیب)

آنالیز مؤلفه‌های توپوگرافیک و نمایه‌های محیطی SC و FLH در بازه ماهانه (جدول ۶) نشان می‌دهد که درصد برف پوش در دامنه‌های پشت به آفتاب (شمال شرقی) به نسبت دامنه‌های رو به آفتاب (جنوب غربی) تقریباً دو برابر بیشتر است. در ماه‌های سرد سال، اختلاف بین دو دامنه افزایش یافته و در ماه‌های گرم سال این مقدار تفاضل بین برف پوش دامنه‌های شمال شرقی و جنوب غربی کاهش می‌یابد.

جدول ۶: ارتباط بین متوسط ماهانه برف پوش، ارتفاع تراز انجماد و مؤلفه‌های توپوگرافیک

ماه (میلادی)	ارتفاع تراز انجماد (FLH)	متوسط درصد برف پوش (SC) (%)		متوسط ارتفاع (m)		متوسط شیب (P)		مساحت (Km2)		متوسط برف پوش (%)		متوسط ارتفاع (m)		متوسط شیب (P)		متوسط جهت شیب (Deg)	
		در دامنه شمال شرقی (پشت به آفتاب)	در دامنه جنوب غربی (رو به آفتاب)	در دامنه شمال شرقی	در دامنه جنوب غربی	در دامنه شمال شرقی	در دامنه جنوب غربی	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH
jan	۳۸۰۳	۴۱/۳۲۹۶	۱۵/۳۶۷۷	۷۱۸۱	۶۸۸۱	۴۳	۴۰	۳۵/۸۸۳	۲۱/۷۷۹	۳۹/۸۸۲۹	۱۱/۲۳۶۷	۲۸۶۰	۱۸۸۲	۴۹/۰۰۷	۳۰/۱۲۷	۱۶۲	۱۹۶
feb	۳۸۴۷	۳۲/۲۴۶۶	۱۱/۰۷۴۰					۲۴/۷۸۶	۳۲/۸۷۵	۳۵/۴۹۰۵	۱۲/۲۵۴۹	۳۰۸۶	۲۰۴۱	۵۴/۹۰۳	۳۲/۰۵۴	۱۵۹	۱۸۷
mar	۳۸۶۲	۲۳/۴۸۱۰	۹/۵۴۸۱					۹/۷۰۰	۴۷/۹۶۱	۳۷/۱۸۴۱	۱۲/۷۹۵۳	۳۵۶۳	۲۲۷۳	۶۴/۸۳۵	۳۷/۲۵۳	۱۵۶	۱۷۹
apr	۳۸۶۸	۱۰/۸۵۱۷	۵/۳۱۸۶					۳/۳۲۴	۵۴/۳۳۷	۲۵/۲۰۸۴	۷/۱۹۹۲	۳۹۰۸	۲۴۰۴	۶۱/۹۷۷	۴۰/۶۴۶	۱۵۷	۱۷۶
may	۳۹۱۷	۵/۹۷۴۳	۳/۳۳۰۰					۰/۰۱۱	۵۷/۶۵۰	۲۸/۴۲۵۳	۴/۷۲۰۳	۴۳۶۰	۲۴۹۰	۵۹/۸۱۸	۴۱/۸۷۲	۱۵۶	۱۷۵
jun	۴۱۰۱	۱/۱۹۰۴	۰/۶۷۴۹					۰/۰۰۰	۵۷/۶۶۱	۰/۰۰۰۰	۰/۹۴۶۸	۰	۲۴۹۰	۰/۰۰۰	۴۱/۸۷۶	۰	۱۷۵
Jul	۳۸۳۶	۰/۰۳۱۵	۰/۰۱۹۷					۰/۰۰۰	۵۷/۶۶۱	۰/۰۰۰۰	۰/۰۲۵۹	۰	۲۴۹۰	۰/۰۰۰	۴۱/۸۷۶	۰	۱۷۵
Aug	۳۷۷۲	۰/۰۱۵۷	۰/۰۱۶۶					۰/۰۰۰	۵۷/۶۶۱	۰/۰۰۰۰	۰/۰۱۶۱	۰	۲۴۹۰	۰/۰۰۰	۴۱/۸۷۶	۰	۱۷۵
sep	۳۹۸۹	۰/۰۲۶۳	۰/۰۲۴۲					۰/۰۰۰	۵۷/۶۶۱	۰/۰۰۰۰	۰/۰۲۵۳	۰	۲۴۹۰	۰/۰۰۰	۴۱/۸۷۶	۰	۱۷۵
oct	۳۹۲۵	۰/۲۱۴۶	۰/۰۹۹۹					۰/۰۲۹	۵۷/۶۳۲	۰/۸۱۰۱	۰/۱۶۰۰	۴۳۲۵	۲۴۸۹	۶۴/۰۴۲	۴۱/۸۶۵	۱۵۴	۱۷۵
nov	۳۸۷۹	۱۰/۲۸۹۸	۴/۲۴۴۶					۶/۶۳۴	۵۱/۰۲۸	۱۸/۲۸۰۶	۶/۰۲۳۵	۳۷۱۴	۲۳۳۱	۶۴/۹۲۹	۳۸/۸۷۹	۱۵۸	۱۷۷
dec	۳۹۹۱	۳۰/۷۴۶۳	۱۱/۱۱۲۸					۱۶/۱۹۳	۴۱/۴۶۸	۳۸/۸۴۰۶	۱۴/۶۸۶۸	۳۳۱۶	۲۱۶۸	۶۰/۳۰۲	۳۴/۶۸۰	۱۵۸	۱۸۲

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸

متوسط برف پوش بالاتر از ارتفاع تراز انجماد، در فصل زمستان در ارتفاعات دنا بیشترین مقدار را داشته و چیزی در حدود ۳۸ درصد است. در فصل تابستان کمترین حد و درصد برف پوش بالاتر از ارتفاع تراز انجماد در حدود ۰ درصد است. در فصل بهار ارتفاع تراز انجماد بالاتر از FLH در حدود ۲۷ درصد و در فصل پاییز در حدود ۷ درصد است. نکته قابل توجه در این بخش آن است که درصد برف پوش فصلی پایین تر از FLH در فصول مختلف بین ۰ تا حدوداً ۱۴ درصد نوسان دارد.

ارتباط بین متوسط فصلی برف پوش و ارتفاع تراز انجماد با مؤلفه‌های توپوگرافیک زمین در ارتفاعات دنا مورد بررسی قرار گرفت. نتایج در جدول ۷ نشان داده شده است. متوسط درصد برف پوش فصلی بین دامنه‌های شمال شرقی و جنوب غربی اختلاف معناداری نشان می‌دهد. در فصل بهار، تابستان و پاییز، دامنه‌های پشت به آفتاب (دامنه‌های شمال شرقی) دنا در حدود ۲ برابر دامنه‌های جناح مقابل پوشش برفی دارد. در فصل زمستان این اختلاف افزایش یافته و به چیزی در حدود ۳ برابر افزایش می‌یابد.

جدول ۷: ارتباط بین متوسط فصلی برف پوش، ارتفاع تراز انجماد و مؤلفه‌های توپوگرافیک

فصل	ارتفاع تراز انجماد (FLH)	متوسط درصد برف پوش (SC) (%)		متوسط ارتفاع (m)		متوسط شیب (P)		مساحت (Km ²)		متوسط برف-پوش (%)		متوسط ارتفاع (m)		متوسط شیب (P)		متوسط جهت شیب (Deg)	
		در دامنه شمال شرقی	در دامنه جنوب غربی	در دامنه شمال شرقی	در دامنه جنوب غربی	در دامنه شمال شرقی	در دامنه جنوب غربی	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH
بهار	۳۷۱۶	۱۳/۴۳۵۷	۶/۰۶۵۶					۳/۱۱۳۵	۵۴/۵۴۷۸	۲۷/۹۲۷۵	۸/۹۲۷۵	۳۹۲۲	۲۴۰۹	۶۱/۸۵۰	۴۰/۷۳۶	۱۵۷	۱۷۶
تابستان	۵۲۴۰	۰/۴۱۲۵	۰/۲۳۷۱	۲۷۱۸	۲۲۳۶	۴۳	۴۰	۰/۰۰۰۰	۵۷/۶۶۱۳	۰/۰۰۰۰	۰/۳۲۹۶	-	۲۴۰	۰/۰۰۰	۴۱/۸۷۶	۰	۱۷۵
پاییز	۴۱۷۸	۳/۵۱۰۲	۱/۴۵۶۲					۰/۱۹۱۳	۵۷/۴۷۰۰	۷/۲۲۷۷	۲/۵۲۴۲	۴۲۳۴	۲۴۸۵	۵۳/۷۳۱	۴۱/۸۴۶	۱۶۸	۱۷۵
زمستان	۲۵۰۹	۳۴/۷۷۴۲	۱۲/۵۱۸۲					۲۴/۷۲۴۸	۳۲/۹۳۶۵	۳۸/۳۷۵۲	۱۳/۶۶۱۸	۳۰۸۸	۲۰۴۲	۵۴/۹۳۵	۳۲/۰۷۳	۱۵۹	۱۸۷

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸

برابر دامنه‌های جنوب غربی است. این تفاضل مشخص بین دامنه‌های آفتاب گیر و پشت به آفتاب در تغذیه سیرک‌های یخچالی، چشمه‌ها و رودها تأثیرات زیادی دارد.

جدول ۸ ارتباط بین متوسط سالانه برف پوش و ارتفاع تراز انجماد با مؤلفه‌های توپوگرافیک در ارتفاعات دنا را نشان می‌دهد. متوسط سالانه درصد برف پوش در دامنه‌های رو به شمال شرقی ۲ تا ۳

جدول ۸: ارتباط بین متوسط سالانه برف پوش، ارتفاع تراز انجماد و مؤلفه‌های توپوگرافیک

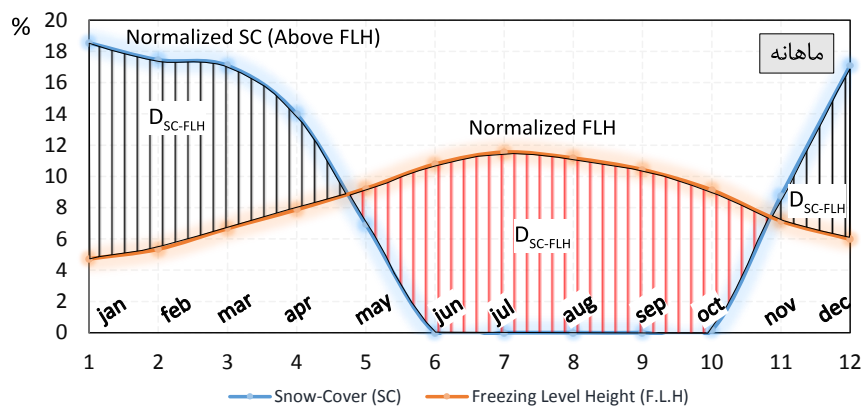
سال	ارتفاع تراز انجماد (FLH)	متوسط درصد برف پوش (SC) (%)		متوسط ارتفاع (m)		متوسط شیب (P)		مساحت (Km ²)		متوسط برف پوش (%)		متوسط ارتفاع (m)		متوسط شیب (P)		متوسط جهت شیب (Deg)	
		در دامنه شمال شرقی	در دامنه جنوب غربی	در دامنه شمال شرقی	در دامنه جنوب غربی	در دامنه شمال شرقی	در دامنه جنوب غربی	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH	بالاتر از FLH	پائین تر از FLH
۲۰۰۵	۳۸۰۳	۱۴/۵۹۷	۵/۴۵۳					۲/۳۴۹۱	۵۵/۳۱۲	۲۰/۲۰	۹/۸۵۴	۳۹۷۵	۲۴۲۷	۶۰/۶۵۹	۴۱/۰۷۸	۱۵۷/۶	۱۷۵/۸
۲۰۰۶	۳۸۴۷	۱۶/۸۹۹	۶/۸۴۴					۱/۹۸۱۵	۵۵/۶۷۹	۲۳/۲۱	۱۱/۷۵	۴۰۰۳	۲۴۳۶	۶۰/۰۶۶	۴۱/۲۲۹	۱۵۷/۸	۱۷۵/۷
۲۰۰۷	۳۸۶۲	۱۷/۱۹۰	۶/۴۹۶					۱/۸۵۸۲	۵۵/۸۰۳	۲۲/۲۷	۱۱/۷۹	۴۰۱۳	۲۴۴۰	۵۹/۹۲۱	۴۱/۲۷۵	۱۵۸/۲	۱۷۵/۶
۲۰۰۸	۳۸۶۸	۱۰/۵۲۶	۴/۳۴۴					۱/۸۰۷۸	۵۵/۸۵۳	۱۴/۶۷	۷/۳۷۶	۴۰۱۷	۲۴۴۱	۵۹/۸۲۳	۴۱/۲۹۵	۱۵۸/۳	۱۷۵/۶
۲۰۰۹	۳۹۱۷	۱۲/۵۹۷	۴/۶۴۵					۱/۴۱۶۵	۵۶/۲۴۴	۱۸/۷۷	۸/۵۸۹	۴۰۵۲	۲۴۵۱	۵۹/۳۷۸	۴۱/۴۳۵	۱۵۹/۰	۱۷۵/۵
۲۰۱۰	۴۱۰۱	۹/۶۴۶	۳/۷۶۵					۰/۴۲۹۵	۵۷/۲۳۱	۱۶/۴۲	۶/۷۹۵	۴۱۸۰	۲۴۷۸	۵۴/۹۰۸	۴۱/۷۷۸	۱۶۶/۷	۱۷۵/۱
۲۰۱۱	۳۸۳۶	۱۷/۰۱۱	۶/۰۹۷	۲۷۱۸	۲۲۳۶	۴۳	۴۰	۲/۰۷۲۳	۵۵/۵۸۹	۲۳/۵۲	۱۱/۴۱	۳۹۹۶	۲۴۳۴	۶۰/۲۴۶	۴۱/۱۹۱	۱۵۷/۷	۱۷۵/۷
۲۰۱۲	۳۷۷۲	۱۴/۳۸۷	۵/۴۵۵					۲/۶۱۵۳	۵۵/۰۴۶	۲۰/۹۶	۹/۶۵۴	۳۹۵۶	۲۴۲۱	۶۱/۱۶۲	۴۰/۹۶۰	۱۵۷/۶	۱۷۵/۹
۲۰۱۳	۳۹۸۹	۱۴/۲۵۸	۵/۷۶۴					۰/۹۳۶۱	۵۶/۷۲۵	۲۴/۵۳	۱۰/۰۰	۴۱۰۴	۲۴۶۴	۵۸/۴۱۰	۴۱/۶۰۳	۱۶۱/۸	۱۷۵/۳
۲۰۱۴	۳۹۲۵	۱۸/۳۲۲	۷/۵۶۵					۱/۳۵۶۶	۵۶/۳۰۴	۲۴/۲۶	۱۲/۹۷	۴۰۵۸	۲۴۵۳	۵۹/۳۲۹	۴۱/۴۵۵	۱۵۹/۲	۱۷۵/۴
۲۰۱۵	۳۸۷۹	۱۰/۱۶۷	۴/۰۰۱					۱/۱۷۱۵	۵۵/۹۴۳	۱۷/۰۹	۶/۹۵۱	۴۰۲۵	۲۴۴۳	۵۹/۷۰۵	۴۱/۳۲۹	۱۵۸/۴	۱۷۵/۶
۲۰۱۶	۳۹۹۱	۸/۵۱۷	۳/۲۴۱					۰/۹۲۴۴	۵۶/۷۳۶	۱۴/۶۳	۵/۸۸۳	۴۱۰۶	۲۴۶۴	۵۸/۳۹۱	۴۱/۶۰۷	۱۶۲/۰	۱۷۵/۳
۲۰۱۷	۳۹۶۵	۸/۷۰۵	۳/۲۸۶					۱/۰۸۱۸	۵۶/۵۷۹	۱۴/۴۵	۵/۹۸۶	۴۰۸۷	۲۴۶۰	۵۸/۸۵۹	۴۱/۵۵۱	۱۶۰/۸	۱۷۵/۳
۲۰۱۸	۴۰۱۹	۹/۶۴۴	۴/۰۱۴					۰/۷۷۳۹	۵۶/۸۸۷	۱۷/۷۴	۶/۸۳۷	۴۱۲۵	۲۴۶۸	۵۷/۶۸۴	۴۱/۶۶۱	۱۶۳/۲	۱۷۵/۲

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸

- بررسی و تحلیل ارتباط SC و FLH

نوسانات فصلی و ماهانه FLH در ارتباط با SC در ارتفاعات دنا مورد بررسی قرار گرفت و نتایج به صورت گراف ترسیم شد. نوسانات نرمال شده برف پوش در بالاتر از ارتفاع تراز انجماد (FLH) در مقابل نوسانات نرمال شده ارتفاع تراز انجماد گراف شدند که در شکل ۱۶ و ۱۷ نشان داده شده است. در دو بازه فصلی و ماهانه، این دو نمایه محیطی مورد بررسی قرار گرفته و به صورت نمودار نمایش داده شده اند. اگر تفاضل مساحت بین دو منحنی برف پوش نرمال شده در بالای ارتفاع تراز انجماد با ارتفاع تراز انجماد نرمال شده را

D_{SC-FLH} در نظر بگیریم. در صورتی که منحنی برف پوش نرمال شده بالاتر از منحنی ارتفاع تراز انجماد نرمال شده قرار گیرد، مقدار D_{SC-FLH} مثبت و در غیر این صورت این مقدار منفی خواهد بود. با توجه به توضیحات فوق، در ماه های ژانویه تا حدوداً می و ماه های نوامبر و دسامبر، مقدار D_{SC-FLH} مثبت در نظر گرفته می شود که با علامت $D_{SC-FLH} +$ نشان داده می شود. در غیر این صورت در ماه های می تا اکتبر این مقدار منفی خواهد بود که با علامت $D_{SC-FLH} -$ نمایش داده می شود.

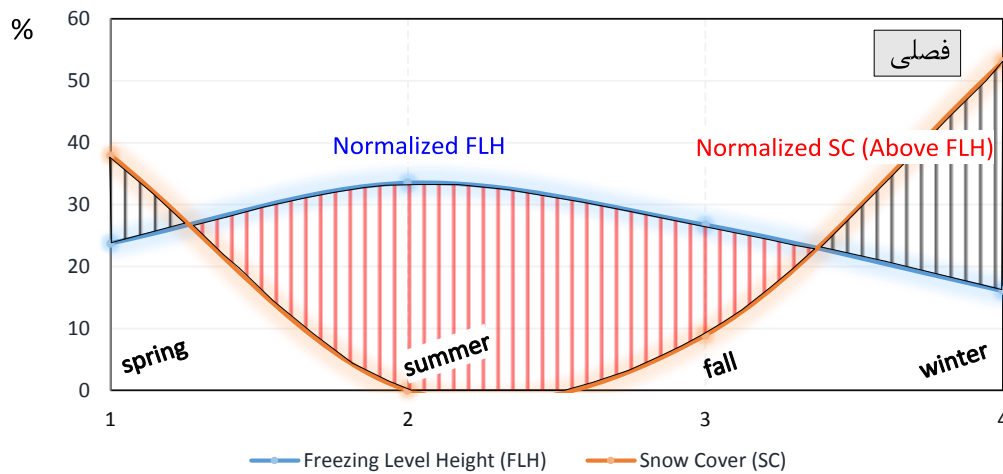


شکل ۱۶: ارتباط نوسان ماهانه برف پوش (SC) و ارتفاع تراز انجماد (FLH)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

الگوی تغییرات این دو منحنی و مقادیر $D_{SC-FLH} +$ و $D_{SC-FLH} -$ در وضعیت نگهداشت پوشش های برفی و وضع منابع آب و نگهداشت آن در فصول و ماه های مختلف بسیار حساس و تأثیرگذار است.

منحنی مشابهی در بازه زمانی فصلی نیز به دست آمد که در شکل ۱۶ نشان داده شده است. فصل تابستان و بخشی از بهار و پاییز مقدار D_{SC-FLH} منفی است در فصل زمستان و بخشی از بهار و پاییز این مقدار مثبت است.

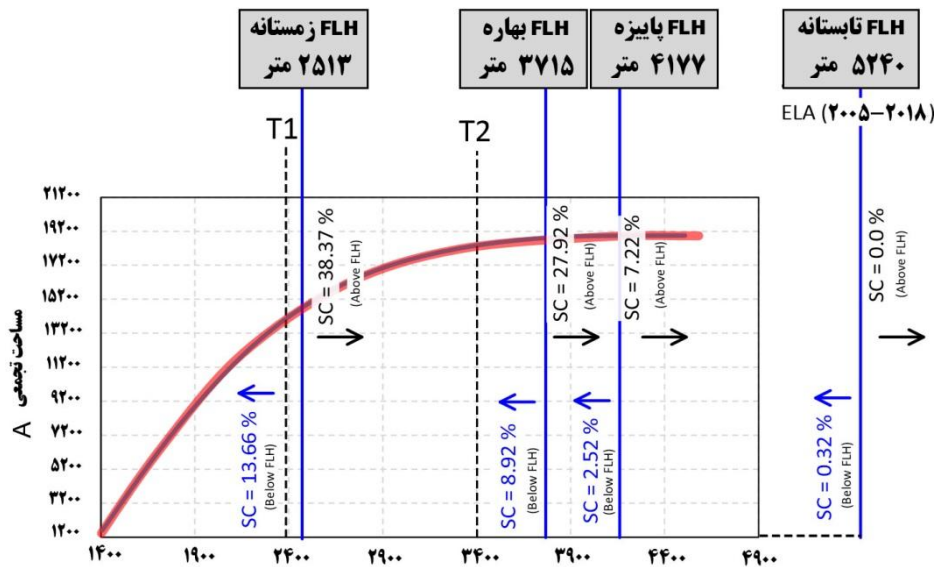


شکل ۱۷: ارتباط نوسان فصلی برف پوش (SC) و ارتفاع تراز انجماد (FLH)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

جابه‌جایی نمایه‌های محیطی در بین این دو آستانه، رفتار و پاسخ متفاوتی به سیستم‌های هیدرولوژیک و آبی و نیز یخچال‌های موقتی و پوشش‌های برف و یخ در ارتفاعات دنا، در پی دارد. موقعیت FLH زمستان نقش بسیار پر اهمیتی در نگهداشت آب در ارتفاعات و تأثیر بر سیستم‌های هیدرولوژیک و منابع آب دارد. عبور FLH زمستانه از آستانه T_1 می‌تواند تأثیرات تصاعدی در رشد یخ‌پوش‌ها و در درازمدت در پیش‌روی ELA داشته باشد. به‌طوری‌که در شکل ۱۸ مشخص شده‌است. متوسط برف‌پوش فصلی بالاتر از FLH فصلی تقریباً ۳ برابر درصد برف‌پوش سطوح پایین‌تر از FLH است.

- تحلیل جابه‌جایی سطوح SC، FLH و ELA در کنش متقابل با هیپسومتری توپوگرافی در این بخش جابه‌جایی‌های سطوح SC، FLH، ELA در کنش متقابل با هیپسومتری ارتفاعات دنا مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت. رابطه تغییر ارتفاع و مساحت تجمعی بالاتر از آن ارتفاع، در شکل ۱۴ نشان داده شده‌است؛ به‌طوری‌که ملاحظه می‌شود این منحنی دارای دو آستانه تغییر شیب محسوس است که با T_1 و T_2 بر روی شکل ۱۴ نشان داده شده‌اند. از ابتدای منحنی تا آستانه T_1 شیب تغییرات مساحت با ارتفاع شدید است، از این آستانه تا آستانه T_2 شیب ملایم و بعد از آستانه T_2 ، شیب بسیار کم می‌شود.

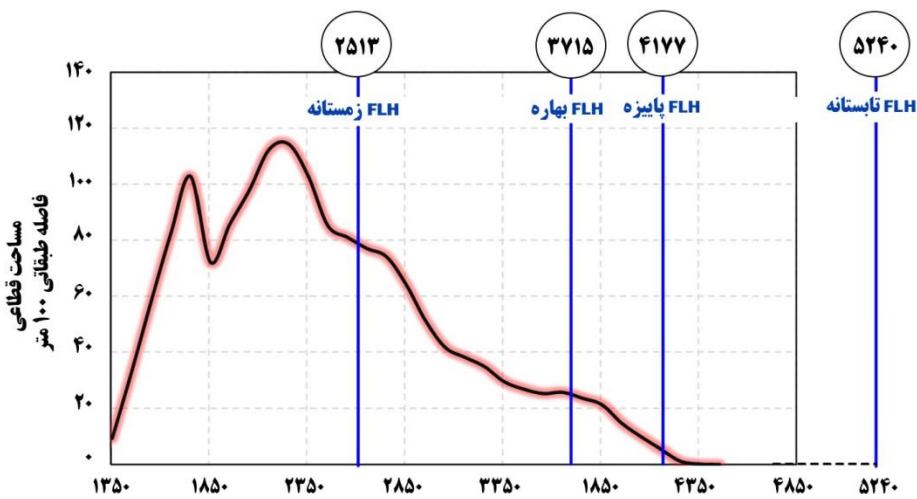


شکل ۱۸: جابه‌جایی سطوح SC, FLH, ELA در ارتباط با نسبت ارتفاع و مساحت تجمعی

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

موقعیت ارتفاع تراز انجماد فصلی و توزیع آلتیمتریک ارتفاعات دنا در شکل ۱۹ نشان داده شده‌است؛ به‌طوری‌که ملاحظه می‌شود در فصل تابستان ارتفاع تراز انجماد از رأس ارتفاعات دنا فراتر رفته و به ارتفاع ۵۲۴۰ متر می‌رسد. این موضوع می‌تواند در محدود کردن فعالیت یخچال‌های دائمی بسیار اثرگذار باشد. ارتفاع تراز انجماد زمستانه در ارتفاعات دنا

بر بدنهٔ توپوگرافیک دنا اثرگذار باشد. می‌شود مساحت زیادی بالاتر از این تراز در ارتفاعات دنا وجود دارد که به‌طور بالقوه می‌تواند تأمین‌کنندهٔ برف و یخ و به‌طور کلی منابع آبی حوضهٔ عملکرد خود باشند. شیب تغییرات منحنی آلتیمتریک می‌تواند در تسریع یا تحدید اثرات جابه‌جایی ارتفاع تراز انجماد بر بدنهٔ توپوگرافیک دنا اثرگذار باشد.



شکل ۱۹: جابه‌جایی سطوح SC, FLH, ELA در ارتباط با توزیع آلتیمتریک توپوگرافی ارتفاعات دنا

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

نتیجه

نتایج نشان می‌دهد افتاهنگ محیطی دما با دمای هوا رابطه مستقیمی دارد. ELR تابستانه در حدود ۸ درجه سانتیگراد کاهش دما در هر ۱۰۰۰ متر افزایش ارتفاع است، در صورتی که ELR زمستانه در حدود ۶ درجه سانتیگراد است. ELR ماهانه نشان می‌دهد که ماه‌های تابستان شامل ژوئن، جولای و آگوست نرخ بیشتری در حدود ۸ درجه دارد، در صورتی که در ماه ژانویه در حدود ۵/۵ درجه است. ELR ساعتی، بالاترین حد خود را در ساعات بعدازظهر در حدود ۳:۳۰ دارا است که چیزی در حدود ۸ درجه و کمترین آن مربوط به ساعات نیمه‌شب در حدود ساعت ۳:۳۰ دارای نرخ ۶/۵ درجه است. دمای رویه زمین با نرخ ELR کاملاً دارای ارتباط است؛ به طوری که در مواقعی که رویه زمین دمای بیشتری داشته باشد، نرخ ELR افزایش می‌یابد. در مواقعی که دمای رویه کاهش می‌یابد، نرخ ELR نیز کاهش می‌یابد. نوسانات سالانه ELR در کل بین سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۸ به جز چند سال موردی، روند افزایشی نشان می‌دهد.

نوسانات سالانه FLH در ارتفاعات دنا در سال ۲۰۱۰ بیشترین حد، یعنی ارتفاع بالای ۴۰۰۰ متر و در سال ۲۰۱۲ به کمترین حد خود، یعنی ارتفاع ۳۸۰۰ متر می‌رسد. نوسانات فصلی FLH در دوره آماری بین ۵۰۰۰ متر در تابستان تا ۲۵۰۰ متر در زمستان متغیر است. مقدار FLH ماهانه در ماه جولای به بیشترین حد خود به بالای ۵۰۰۰ متر می‌رسد که عملاً امکان فعالیت یخچال‌های دائمی در این ارتفاعات را به شدت محدود می‌کند. در مقابل در ماه ژانویه به ارتفاعات حدود ۲۵۰۰ متر نزول می‌کند. موقعیت تراز FLH ماه ژانویه در تغذیه و نگهداشت منابع آبی بسیار حساس و مهم است.

در پایش‌های منابع آبی، توجه به این آستانه بسیار مهم و قابل توجه است. نوسانات FLH ساعتی در ساعات بعد از ظهر حوالی ساعت ۳:۳۰ به حداکثر خود، یعنی بالای ۴۰۰۰ متر و در ساعت ۳:۳۰ به حداقل خود، یعنی ۳۸۰۰ متر نزول می‌کند. متوسط ارتفاع تراز انجماد در دوره تابستان، برآوردی اقلیمی از ارتفاع خط تعادل است؛ به طوری که در دوره آماری مورد بررسی ارتفاع خط تعادل یخچالی ۵۲۴۱ متر محاسبه شد که از نقطه بیشینه ارتفاع دنا بالاتر قرار می‌گیرد؛ این بدین معنا است که امکان ایجاد یخچال‌های دائمی و فعال در توده ارتفاعی دنا با شرایط موجود، وجود ندارد. بررسی درصد برف‌پوش ماهانه، فصلی و سالانه در ارتفاعات دنا، تمایز قابل توجه و محسوس بین دامنه‌های شمال شرقی (پشت به آفتاب) و دامنه‌های جنوب غربی (رو به آفتاب) را نشان می‌دهند. همچنین تمایز بین درصد برف‌پوش در این دو دامنه در مواقع سرد سال افزایش می‌یابد و به ۳ برابر نیز می‌رسد، در مواقع دیگر این اختلاف در حدود ۲ برابر است. موقعیت قرارگیری سیرک‌های یخچالی در دامنه‌های شمال شرقی ناشی از استمرار این شرایط در بازه زمانی طولانی مدت است. با توجه به شیب منحنی‌های هیپسومتریک و نوسانات مؤلفه‌های محیطی مورد بحث، دو آستانه T1 و T2 در ارتفاعات دنا در ارتفاعات به ترتیب ۲۴۰۰ و ۳۴۰۰ متر تعیین شد. عبور مؤلفه‌های محیطی مورد بحث از این آستانه‌ها، پاسخ منابع آبی و تغذیه یخچال‌های موقتی و ورودی چشمه‌ها و دبی پایه رودها را به صورتی تصاعدی دستخوش فرکانس‌های کاهنده یا سینرژیک قرار می‌دهد.

منابع

- Barria, I. Carrasco, J. Casassa, G. Barria, P. (2019). Simulation of Long-Term Changes of the Equilibrium Line Altitude in the Central Chilean Andes Mountains Derived From Atmospheric Variables During the 1958-2018 Period, *Environmental Sciences*, Vol7. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fevs.2019.00161/full>
- 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. <https://science.sciencemag.org/content/336/6079/310>
- 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 Deglaciation of High Mountain Regions. *Geophysical Research Letters*, 36(17), 1-4. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2009GL037712>
- 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. <https://hal.ird.fr/ird-01223163/document>
- 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. http://www.geo.umass.edu/faculty/bradley/diaz_2003.pdf
- 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. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1996Natur.383..152D/abstract>
- Dong, L. Zhang, M. Wang, S. Qiang, F. Zhu, x. Ren, Z. (2015), The freezing level height in the Qilian Mountains, northeast Tibetan Plateau based on reanalysis data and observations, 1979-2012, *Quaternary International*, Volumes 380-381, 60-67. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1040618214006235>
- Ebrahimi, B. Seif, A. (2016). Equilibrium-Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Zardkuh Mountain. *Journal of Geopersia*, 6(2), 299-322. https://journals.ut.ac.ir/article_58674.html
- ابراهیمی، بابک؛ عبدالله سیف (۱۳۹۵). ارتفاع خط تعادل (TP-ELA) و (TPW-ELA) در ارتفاعات زاگرس، مجله پژوهش‌های دانش زمین. پیاپی ۲۸. https://esrj.sbu.ac.ir/article_96155.html
- اسفندیاری، فریبا؛ مقصود خیام (۱۳۸۶). تحلیلی بر اثرات ژئومورفیک برفسب در دامنه شرقی سبلان، پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۶۰. https://journals.ut.ac.ir/article_18898.html
- صلحی، سینا (۱۳۹۷). مدل‌سازی و بازسازی قلمروهای یخچالی کواترنر پایانی در ارتفاعات شمال و شمال غرب ایران، پایان‌نامه دکتری. دانشگاه اصفهان. <http://thesisdli.ui.ac.ir/>
- صلحی، سینا؛ عبدالله سیف (۱۳۹۷). برآورد تراز انجماد، ارتفاع خط تعادل، ارتفاع مرز پرمافراست و درصد برف‌پوش در ارتفاعات سبلان و اثر آن بر منابع آب، تحقیقات آب و خاک ایران. دوره ۴۹. شماره ۶. https://ijswr.ut.ac.ir/article_69703.html
- طاحونی، پوران (۱۳۸۳). شواهد ژئومورفولوژیک فرسایش یخچالی پلیستوسن در ارتفاعات تالش، پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۴۷. https://jrg.ut.ac.ir/article_10757.html
- کاویانی، محمدرضا؛ بهلول علیجانی (۱۳۸۲). مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت. چاپ نهم. <https://samta.samt.ac.ir/content/9117>
- مهدوی، مسعود، مهدی طاهرخانی (۱۳۹۱). کاربرد آمار در جغرافیا، نشر قومس. <http://www.ghoomes.com/index.php/photos/album/5/photo/330.html>
- یمانی مجتبی؛ علی اکبر شمسی‌پور؛ مریم جعفری مقدم (۱۳۹۰). بازسازی برف‌مرزهای پلیوستوسن در حوضه جاجرود، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. دوره ۴۳. شماره ۲. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=136472>

- 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.
https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/13/23/1520-0442_2000_013_4137_coflaf_2.0.co_2.xml
- Hoffmann, G (2003). Taking the Pulse of the Tropical Water Cycle. *Journal of American Association for the Advancement of Science*, 301(5634), 776-778.
<https://science.sciencemag.org/content/301/5634/776>
- 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.
<https://link.springer.com/article/10.1007/s12583-011-0194-5>
- 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.
<https://www.coldregions.org/vufind/Record/19973>
- Porter, S. C. (2001). Snowline Depression in the Tropics During the Last Glaciation. *Journal of Quaternary Science Reviews*, 20(10), 1067-1091.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0277379100001785>
- 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.
<https://tc.copernicus.org/articles/7/81/2013/>
- Rachal, P. Matteo, S. Brice, R. Lestyn, D. Robert, G (2020). Climatic controls on the equilibrium-line altitudes of Scandinavian cirque glaciers, *Geomorphology*, Vol 352.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169555X19304775>
- Fujita, K. and Nuimura, T (2011). Spatially Heterogeneous Wastage of Himalayan glaciers. *Proceeding of the Natural Academy of Science of the United State of America*, 108(34), 14011-14014.
<https://www.pnas.org/content/108/34/14011>
- 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.
<https://science.sciencemag.org/content/340/6134/852>
- 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 & Arid Regions*, 3(6), 485-490.
<https://mall.cnki.net/magazine/article/HAQK201106006.html>
- 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.
<https://www.cambridge.org/core/journals/annals-of-glaciology/article/integrated-monitoring-of-mountain-glaciers-as-key-indicators-of-global-climate-change-the-european-alps/C9848CCE2786F04521150290022F2CC9>
- 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].
<https://nsidc.org/data/MOD10CM/versions/6>
- 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].
<https://nsidc.org/data/MYD10CM/versions/6>

- 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.
<https://www.nature.com/articles/nclimate1580>
- 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.
<https://www.cambridge.org/core/journals/annals-of-glaciology/article/variability-of-atmospheric-freezinglevel-height-and-its-impact-on-the-cryosphere-in-china/DBEEB6B427D45655159273096BB4B9EC>
- Seif, A, (2015). Equilibrium-Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Oshtorankuh Mountain, Iran. *Journal of Quaternary International*, 374, 126-143.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1040618215001858>
- 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.
<https://www.isprs-ann-photogramm-remote-sens-spatial-inf-sci.net/II-4/71/2014/>
- 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.
<https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2014ISPAr.XL.4..243T/abstract>
- 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.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2003JD004484>
- 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.
https://www.researchgate.net/publication/225338150_Glacier_area_variation_and_climate_change_in_the_Chinese_Tianshan_Mountains_since_1960
- Wang, S. Zhang, M. Pepin, N. Zhongqin, li. Meiping, Sun. Xiaoyan, H. Wang, Q. (2014). Recent changes in freezing level heights in High Asia and their impact on glacier changes, *JGR Atmosphere*, Vol 19, Issue 4. Pages 1753-1765.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2013JD020490>
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2013JD020490>