

مقایسه مشخصات ایزوتوپ‌های پایدار بارش سیل آسا فروردین ۱۳۹۸ در جنوب غرب کشور با خط آب جوی دیگر مناطق ایران و کشورهای مجاور

صغری فرهادی^۱، فرشاد علی‌جانی^{۲*}، حمیدرضا ناصری^۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۲۱

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۸/۲۷

چکیده

بارش سیل آسا فروردین ۱۳۹۸ با میانگین ۲۳۰ میلی‌متر - معادل ۴۶ درصد بارش سالانه جنوب غرب ایران - در مدت ۴ روز، باعث سرریز شدن سدهای بزرگ رودخانه‌های دز و کرخه و خسارات جانی و مالی فراوان گردید. به منظور تعیین مشخصات ایزوتوپ‌های پایدار ^2H و ^{18}O این رخداد فرین هیدرومتئورولوژی، ۴۳ نمونه آب باران در مساحت حدود ۴۱۰۰۰ کیلومتر مربع در جنوب غرب ایران از ارتفاع متغیر نزدیک صفر تا ۲۸۱۴ متر نسبت به سطح دریا جمع‌آوری گردید. تغییرات مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ از ۴/۷۱ تا ۴/۷۶- و $\delta^2\text{H}$ از ۲۶/۰۶- تا ۲۹/۲ می‌باشد. خط آب جوی منطقه در طی سیلاب مذکور تهیه و با خط آب جوی جهانی، مدیترانه و سایر نقاط ایران و همچنین کشورهای مجاور مورد مقایسه قرار گرفت. با توجه به معادله خط آب جوی ($\delta^{18}\text{O} = 6.5996 \delta^2\text{H} + 7.561$) و دوتریوم مازاد (بین ۲۶/۹- تا ۵۵/۱۵ با میانگین ۷/۸۵) نتیجه‌گیری می‌شود که منشأ بارش‌های منطقه در بازه زمانی مذکور از ادغام توده‌های جوی دریای مدیترانه و دریای سرخ بوده است. از جنوب و جنوب غربی منطقه به سمت ارتفاعات بالاتر (شمال و شمال شرقی) مقادیر دوتریوم مازاد افزایش می‌یابد که این امر بیانگر تهی‌تر شدن ترکیب ایزوتوپی به سمت ارتفاعات منطقه می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ، رخداد فرین، ایران، خط آب جوی، دوتریوم مازاد

مقدمه

پایدار محیطی بسیار گسترده بوده و کاربرد زیادی در بررسی بیلان آب دریاچه، بررسی خصوصیات دینامیکی جریان آب (اختلاط عمودی و افقی)، برهم‌کنش آب سطحی و زیرزمینی، تعیین منشأ آلودگی، مطالعات پالئوهیدرولوژی، منشأ آب، نرخ و زمان تغذیه و ارتباط آبخوان‌ها دارد (Gonfiantini, 1986; Gat, 1996). به طور کلی این ایزوتوپ‌ها شدیداً تحت تاثیر آب و هوای ناحیه‌ای قرار می‌گیرند و برای بررسی اثرات تبخیر توده آبی (Dailai et al., 2002; Jeelani et al., 2013) و همچنین اثر ارتفاع^۴ مورد استفاده قرار می‌گیرند (Clark and Fritz, 1997). با توجه به تغییرات آب و هوایی و اقلیمی، ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار ($\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$) موجود در آب باران و برف در طول زمان و مکان فرق می‌کند. بنابراین ترکیب

بارندگی به عنوان مؤلفه اصلی در بیلان هیدرولوژی و هیدروژئولوژی متأثر از وضعیت جوی می‌باشد و ترکیب ایزوتوپی آن یکی از پارامترهای مهم در مطالعات هیدروژئولوژی می‌باشد. از آنجایی که ^2H و ^{18}O منابع عناصر تشکیل‌دهنده مولکول آب هستند، بررسی و تحلیل مقادیر ایزوتوپی این عناصر به عنوان ردیاب بسیار مفید می‌باشد. امروزه استفاده از ایزوتوپ‌ها به ویژه ایزوتوپ‌های

^۱ دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

^۲ استادیار گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

(*نویسنده مسئول: f_alijani@sbu.ac.ir)

^۳ استاد گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

^۴ -Altitude effect

نحوه ارجاع مقاله:

فرهادی، ص.، علی‌جانی، ف.، ناصری، ح.ر. ۱۳۹۹. مقایسه مشخصات ایزوتوپ‌های پایدار بارش سیل آسا فروردین ۱۳۹۸ در جنوب غرب کشور با خط آب جوی دیگر مناطق ایران و کشورهای مجاور. نشریه هواشناسی کشاورزی، ۸(۲): ۴۴-۵۹. DOI: 10.22125/agmj.2020.223190.1093

Farhadi, S., Alijani, F., Nassery, H.R. 2020. Characteristics of stable Isotopes of the heavy rainfall event of April 2019 in Southwest Iran comparing with LMWL of other regions of country and neighboring countries. Journal of Agricultural Meteorology, 8(2): 44-59. DOI: 10.22125/agmj.2020.223190.1093

$\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ منابع آب سطحی و زیرزمینی که از نظر جغرافیایی مجزا هستند، خواهد شد. یکی از برجسته‌ترین روابط مشاهده شده در ژئوشیمی آب‌ها رابطه تقریباً خطی بین اکسیژن ۱۸ و دوتریوم در آب‌های جوی می‌باشد (Sharp et al., 1960). Craig (1961) برای اولین بار ارتباط بین این دو پارامتر را در آب‌های شیرین بیان کرده است که به عنوان خط آب جوی جهانی (GMWL)^۱ معروف می‌باشد و در شرایط تعادلی و دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد به صورت معادله ۲ می‌باشد. این خط با استفاده از داده‌های ایزوتوپی بارندگی در سراسر جهان و از میانگین تعداد زیادی خط باران محلی (LMWL)^۲ که هر کدام شیب و عرض از مبدأ متفاوت دارند حاصل شده است (معادله ۲). شیب خط برابر ۸ نشان‌دهنده این است که در نمونه‌های آب باران ایزوتوپ دوتریوم ۸ برابر بیشتر از ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ غنی می‌شود و عرض از مبدأ ۱۰ تابع شرایط آب و هوایی بوده و در شرایط غیرتعادلی مقدار آن تغییر می‌کند (Clark and Fritz, 1997). هر دو این پارامترها تحت تاثیر تبخیر ثانویه در هنگام ریزش جوی قرار می‌گیرند. به طور کلی ترکیب ایزوتوپی ریزش‌های جوی در مناطق مختلف نزدیک خط آب جوی جهانی می‌باشد (Gat, 1995) و ریزش‌های جوی در زمستان بسیار تهی‌تر از ریزش‌های جوی تابستان می‌باشند که همان اثر دمایی^۳ می‌باشد (Gibson et al., 2000). مقادیر بالای ایزوتوپ‌های پایدار $\delta^2\text{H}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در مناطق نزدیک به جایی است که رطوبت از آن نشأت گرفته است و مقادیر کمتر در فواصل دورتر می‌باشد (Kong et al., 2019). ارتباط خطی بین $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ ابزاری جهت ارزیابی اثرات تفریق حاصل از تبخیر و تراکم در نمونه‌های باران منطقه (خط آب جوی محلی LWML) و آب زیرزمینی سطحی/کم عمق (LWL)^۴ در مقایسه با تعادل جهانی بین تراکم و تبخیر (خط آب جوی جهانی GWML) با استفاده از معادله ۲ مورد بررسی قرار می‌گیرد (Craig, 1961; Ambach, 1968).

$$\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰} \quad (2)$$

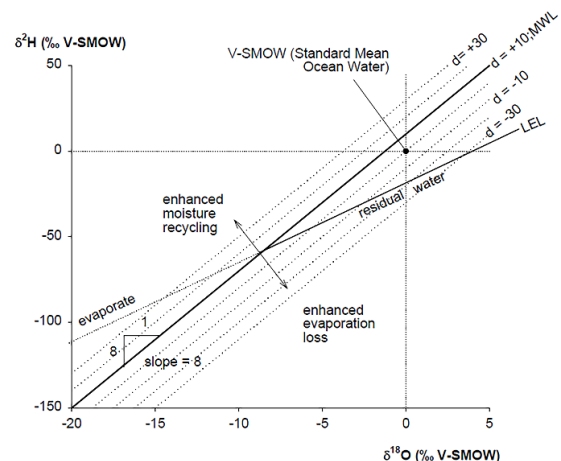
¹ Global Meteoric Water Line

² Local Meteoric Water Line

³ Temperature effect

⁴ Local Water Line

ایزوتوپی آب باران یکی از پارامترهای مهم در مطالعات ایزوتوپی است. این ترکیب به عنوان ترکیب اولیه ایزوتوپی ورودی به آبخوان محسوب شده و تغییرات بعدی آن در آبخوان بیانگر سرگذشتی است که آب تحمل می‌نماید. تغییرات مکانی و زمانی نسبت‌های ایزوتوپی ($\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$) در بارش می‌تواند مدارک بااهمیتی از منشأ آب و شرایط آب و هوایی که تحت تاثیر آن شکل گرفته‌اند (شکل ۱) ارائه نماید (Craig, 1961; Dansgaard, 1964; Merlivat and Jouzel, 1979; Jouzel and Merlivat, 1984; Stumpp et al., 2014; Sun et al., 2018).



شکل ۱- ارتباط شماتیک بین $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ منابع آب حوضه‌های بزرگ در مقایسه با V-SMOW. شیب خط جوی جهانی با شیب کمتر از آب باقی‌مانده در دریاچه‌ها و رودخانه‌ها بیانگر خط آب تبخیری است. که d بیانگر دوتریوم مازاد می‌باشد و مقادیر آن برای توده‌های آبی با منشأهای مختلف نشان داده شده است (Froehlich et al., 2002)

Figure 1- Schematic of relationships between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ for various water components of large basins in comparison with the V-SMOW. The slope of the global MWLs is constructed with the smaller gradient of residual water remaining in lakes and rivers following local evaporation as the local evaporation line (LEL). A range of deuterium excess (d) values that show air mass origins and history are also illustrates (redrawn after Froehlich et al., 2002)

ترکیب ایزوتوپی به صورت δ و بر حسب پرمیل (‰) بیان می‌شود (معادله ۱).

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000 \text{‰} \quad (1)$$

که δ بیانگر اختلاف در نسبت نمونه به استاندارد، R_{sample} نسبت ایزوتوپی سنگین به سبک نمونه و R_{standard} نسبت ایزوتوپی سنگین به سبک استاندارد می‌باشد. تفاوت در آب و هوا منجر به ایجاد اختلاف بین مقادیر ایزوتوپی $\delta^2\text{H}$

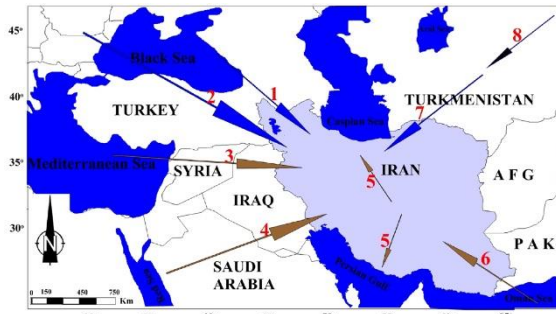
پرمیل نشان‌دهنده تبخیر مجدد (به عنوان مثال از توده ابر یا آب‌های موجود در خشکی) و توده هوای خیلی مرطوب باشد (Florea et al., 2017). عوامل زیادی مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ ، $\delta^2\text{H}$ و d-excess (دوتریوم مازاد) را تحت تاثیر قرار می‌دهند که شامل عوامل جغرافیایی (عرض جغرافیایی، ارتفاع و فاصله از خط ساحلی) (Dansgaard, 1964)، فاکتورهای آب و هوایی (دما، رطوبت نسبی و بارش) (Rozanski et al., 1993; Yurtsever and Gat, 1981) منشأ آب و مکانیسم‌های انتقال (Aravena et al., 1999; Tian et al., 2007) می‌باشد. با آنالیز $\delta^{18}\text{O}$ و دوتریوم مازاد در بارش ناحیه‌ای می‌توان منشأ توده رطوبت آب باران را تعیین نمود (Jouzel et al., 2013; Wang et al., 2016a,b,c; Lawrence et al., 1982; Yamanaka et al., 2007)، الگوهای چرخش آب جوی را پیش نمود (Hoffman et al., 2000; Birks et al., 2002; Tian et al., 2005)، تبخیر آب را تخمین زد (Uemura et al., 2012; Jasechko et al., 2013; Wang et al., 2016c)، آب و هوای گذشته را بازسازی نمود (Thompson et al., 2014; Mariani et al., 2000)، و منطقه تغذیه آب سطحی و زیرزمینی را از طریق فرایند بارش و انطباق آن‌ها مشخص نمود (Telmer and Veizer, 2000; Gibson and Edwards, 2002; Yonge et al., 1989; Longinelli and Selmo, 2003). به هر حال ترکیب ایزوتوپی باران از نظر زمانی و مکانی در نتیجه تهی‌شدگی حاصل از دما، میزان بارش، فاصله از خط ساحلی، اثر ارتفاع و شرایط آب و هوایی (اثر فصلی) تغییر می‌کند (Dansgaard, 1964; Gat, 1996; Siegenthaler and Oeschger, 1980). (Araguas-Araguas and Froehlich, 1998) تغییرات زمانی و مکانی ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار بارش را در جنوب شرق آسیا بررسی کرده و به این نتیجه رسیدند که پنج توده هوای مختلف کنترل‌کننده رژیم آب و هوایی در این منطقه می‌باشد. (Tian et al., 2007) حداکثر وسعت بادهای موسمی جنوب غربی بر روی فلات تبت را با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار بررسی کردند. (Sarkar and Sengupta, 2006) نشان دادند که بارش در دهلی‌نو می‌تواند با اختلاط بین بخار آب ناشی از خلیج بنگال و دریای عرب و همچنین تاثیر تبخیر-تعرق توصیف شود. میزان مشارکت بخار آب ناشی از دریای عرب در

ممکن است LWL به دلیل فرایندهای غیرتعادلی مانند تبخیر، اختلاط یا ورودی اضافی از رطوبت دریایی با GMWL تفاوت زیادی داشته باشد. به عنوان مثال شیب خط کمتر یا بیشتر از ۸، به ترتیب نشان‌دهنده غالب بودن فرایند تبخیر یا رطوبت تغذیه‌ای/بازیابی شده^۱ باشد (Craig, 1961). واضح است که با افزایش فاصله از توده رطوبت در طول مسیرهای طولانی، ایزوتوپ‌های سنگین در بخار آب (^{18}O و ^2H) نسبت به ایزوتوپ‌های سبک‌تر (^1H و ^{16}O)، سریع‌تر تهی می‌شوند. در نتیجه مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ بارش با افزایش فاصله از منبع رطوبت منفی‌تر می‌شوند (Siegenthaler and Oeschger, 1980). در طول فرایند تبخیر، تفریق ایزوتوپی موجب اختلاف در روابط بین $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ می‌شود، به طوری که مقادیر $\delta^2\text{H}$ موجود در بخار تولید شده در مقایسه با $\delta^{18}\text{O}$ سریع‌تر کاهش می‌یابد و موجب می‌شود موقعیت نمونه‌ها بالای خط آب جوی جهانی GMWL قرار گیرند. در مقابل، آب باقی مانده در منبع آبی مقادیر کمتر از GMWL خواهند داشت. (Dansgaard (1964) این اختلاف را دوتریوم مازاد^۲ نامیده است ($d\text{-excess} = \delta^2\text{H} - 8.0 \times \delta^{18}\text{O}$) و میانگین آن در مقیاس جهانی ۱۰ است. دوتریوم مازاد در بارش ناشی از تفریق کینتیکی در طول فرایند تبخیر آب می‌باشد که عمدتاً تحت تاثیر رطوبت نسبی و دمای منطقه‌ای است که توده بخار آب از آن نشأت گرفته است (Merlivat and Jouzel, 1979; Jouzel et al., 2013) و در طول رخداد رقیق‌شدگی بارندگی^۳ نسبتاً ثابت می‌ماند (Gat, 1996)، لذا می‌تواند تغییرات در منبع رطوبتی که بارش از آن نشأت گرفته آشکار سازد (Florea et al., 2017). (Merlivat and Jouzel (1979) و Johnsen et al., (1989) نشان دادند که دوتریوم مازاد با افزایش دما و کاهش رطوبت نسبی بالای سطح دریا افزایش می‌یابد. بنابراین این پارامتر جهت تعیین منشأ رطوبت کاربردهای زیادی در هیدرولوژی دارد (Yurtsever and Gat, 1981). مقادیر دوتریوم مازاد بیشتر از ۱۰ پرمیل می‌تواند نشانگر آب بازیابی شده، تشکیل برف و توده هوای خشک/ترانک‌تر باشد. در مقابل مقادیر کمتر از ۱۰

¹ - Recycled

² - Deuterium excess

³ -Rayleigh rainout



- 1-Continental polar air masses from Europe
- 2-Maritime polar air masses from the North Atlantic
- 3-Maritime polar air masses from the Azores
- 4-Continental tropical air masses from the Saudi Arabia and North Africa
- 5-Continental tropical air mass from the central plateau of Iran
- 6-Equatorial air masses from the Indian Ocean
- 7-Continental polar air masses from Siberia
- 8-Arctic air masses

شکل ۲- توده‌های هوایی موثر بر ایران در دوره گرم و سرد سال (Khalili et al., 2016)

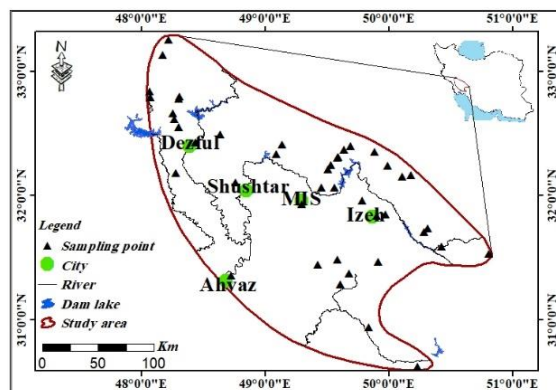
Figure 2-Effective air masses upon Iran in the summer and winter seasons (Khalili et al., 2016)

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه با مساحت بالغ بر ۴۱۰۰۰ کیلومتر مربع و در ۴۸ تا ۵۱ درجه طول شرقی و ۳۰/۳۰ تا ۳۳/۳۰ درجه عرض شمالی در جنوب غرب ایران واقع شده است. بخش اعظم آن در استان خوزستان و بخش‌هایی از مرز مشترک این استان با استان‌های لرستان و چهارمحال و بختیاری واقع شده است (شکل ۳). استان خوزستان از نظر پستی و بلندی به دو منطقه کوهستانی و جلگه‌ای تقسیم می‌شود. منطقه جلگه‌ای نواحی به سمت خلیج فارس را شامل می‌شود دارای شیب بسیار کم بوده و در برخی مناطق، تبخیر آب و سنگ‌شناسی موجب شور شدن اراضی و منابع آبی شده است و تقریباً ۶۵ درصد مساحت استان را شامل می‌شود. بادهای غالب غربی و جنوب غربی از سمت عربستان و عراق می‌وزد. منطقه کوهستانی در شمال و شرق استان واقع شده (با روند شمال غربی- جنوب شرقی) و حدود دو پنجم مساحت استان را شامل می‌شود. ژئومورفولوژی منطقه شامل تاقدیس‌ها و ناودیس‌های متوالی رشته‌کوه زاگرس است که تاقدیس‌ها بر ارتفاعات و ناودیس‌ها بر نواحی پست و دشت‌ها منطبق گشته‌اند. امتداد سطح محوری این چین‌ها در جهت شمال غرب- جنوب شرق است و از ساختار کلی چینه‌ای زاگرس تبعیت می‌کند.

مطالعه ایشان حدود ۲۰ درصد می‌باشد. Li et al., (2015). منشا بارش‌های توفاتی و سیل‌آسا در سال ۲۰۱۲ چین را که در شش دهه اخیر بی‌سابقه بوده است را مورد بررسی قرار داده‌اند. با توجه به نتایج بررسی آن‌ها چهار مرحله بارش با استفاده از بررسی‌های ایزوتوپی مشخص گردید. مرحله اول: تهی‌شدگی ایزوتوپی با افزایش میزان بارش، مرحله دوم: غنی‌شدگی ایزوتوپی با کاهش بارش، مرحله سوم: تهی‌شدگی سریع ایزوتوپی با افزایش بارش و مرحله چهارم: ثابت باقی ماندن ترکیب ایزوتوپی با کاهش بارش به مقادیر اندک. ورود یک توده هوای جدید با ترکیب ایزوتوپی غنی موجب غنی‌شدگی ایزوتوپی در مرحله دوم شده است. در جنوب غرب ایران، توده هوای برخاسته از اقیانوس اطلس شمالی و دریای مدیترانه و برخورد این توده‌ها با توده‌های حاره‌ای سودانی که از دریای سرخ و خلیج فارس سرچشمه می‌گیرد، باعث بارندگی شدید می‌شوند (شکل ۲). عمده باران‌های منطقه در اواخر پاییز و اوایل بهار رخ می‌دهد. حال اینکه اولاً به لحاظ ایزوتوپی این بارش سیل‌آسا در ارتباط با تشکیل مجدد توده کم‌فشار سودانی یا توده جوی مدیترانه‌ای بوده است از سؤالات مهم می‌باشد که با استفاده از روابط ایزوتوپی قابل بررسی می‌باشد. با توجه به اینکه تاکنون این‌چنین بارش بی‌سابقه‌ای در جنوب غرب ایران رخ نداده است، تعیین مشخصات ایزوتوپی آن به منظور شناخت منشأ آن، پیش‌بینی سیلاب بر اساس تشکیل توده‌ها و حرکت آن‌ها و مدیریت منابع آبی اهمیت زیادی دارد. در این مطالعه سعی گردیده تا با نمونه‌برداری و آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار در نمونه‌های آب بارش سیل‌آسا و نادر که در فروردین ۱۳۹۸ در جنوب غربی ایران رخ داد، نحوه تغییر ترکیب ایزوتوپی آب باران و معادله خط بارش در نواحی جنوب غربی ایران (زاگرس) تعیین و توزیع مکانی ایزوتوپ‌های پایدار آب و دوتریوم مزاد بررسی گردد. با توجه به اینکه الگوهای ایزوتوپی وابسته به منشأ توده رطوبت می‌باشد، خط آب جوی محلی ترسیم گردیده و با خط آب جهانی و سایر نقاط ایران و کشورهای مجاور (غربی) ایران مقایسه شده و در نهایت در خصوص منشأ بارش سیل‌آسا نتیجه‌گیری شده است. در این مطالعه بررسی ایزوتوپی منشأ بارش سیل‌آسا در ایران برای اولین بار صورت گرفته است.

در نتیجه سرریز شدن سدها، طغیان رودخانه‌های دز، کارون و کرخه در دشت خوزستان و خسارت‌های جانی و مالی فراوان گردیده است. جهت بررسی ایزوتوپ‌های پایدار ($\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$) بارش سیل‌آسا فروردین ۱۳۹۸، از تعداد ۴۳ ایستگاه در زمان بارندگی نمونه‌برداری شده (شکل ۳) که از این تعداد ۳۵ نمونه در استان خوزستان، ۳ نمونه در استان لرستان و ۵ نمونه در استان چهارمحال و بختیاری واقع شده است. نمونه‌ها در ظروف پلاستیکی به حجم ۵۰ میلی‌لیتر جمع‌آوری شده و به منظور جلوگیری از تفکیک غیرتعادلی ایزوتوپ در اثر تبخیر، در هنگام جمع‌آوری نمونه‌ها تدابیر لازم اتخاذ (استفاده از فیلتر ۰/۴۵ میکرون جهت فیلتر نمونه‌ها و پر کردن کامل ظروف نمونه‌برداری و عدم وجود فضای خالی داخل ظرف) و ظروف نمونه‌برداری تا زمان آنالیز پلمب شده و در دمای ۴ درجه سانتی‌گراد نگهداری شدند. نمونه‌ها جهت سنجش ایزوتوپی به آزمایشگاه آب دانشگاه اراک منتقل شدند. در آزمایشگاه برای آنالیز $\delta^{18}\text{O}$ ، نمونه‌های آبی در تعادل با گاز CO_2 قرار گرفته و گاز CO_2 حاصله از طریق دستگاه ورودی دوگانه^۲ به اسپکترومتر جرمی نسبت ایزوتوپی وارد شده و نسبت $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ آن با اندازه‌گیری نسبت پرتوهای مولکولی $\text{H}_2(2)$ به $\text{H}_2(3)$ قرار گرفتند. در مورد اندازه‌گیری $\delta^2\text{H}$ ، نمونه آبی در حضور کاتالیست پلاتین با گاز H_2 به تعادل رسیده و گاز H_2 حاصله پس از رطوبت‌زدایی به دستگاه اسپکترومتر جرمی نسبت ایزوتوپی تزریق شده و نسبت $(\text{D}/\text{H})^2$ آن با اندازه‌گیری پرتوهای مولکولی $\text{H}_2(2)$ و $\text{HD}(3)$ مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند. نتایج حسب پرمیل و به صورت مقدار δ نسبت به استاندارد V-SMOW^4 گزارش شده (معادله ۱) و دقت اندازه‌گیری برای ^{18}O برابر با ± 0.2 پرمیل و برای ^2H برابر ± 0.8 پرمیل می‌باشد. نتایج آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ در نمونه‌های باران در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است.



شکل ۳- موقعیت نقاط نمونه‌برداری بارش و منطقه مورد مطالعه واقع در جنوب غرب ایران

Figure 3- Location of sampling points and study area in southwestern Iran

وضعیت آب و هوایی در منطقه مذکور بسیار متفاوت می‌باشد، به صورتی که در مناطق کوهستانی و مرتفع، تابستان‌های معتدل و زمستان‌های سرد، در نواحی کوهپایه‌ای آب و هوای نیمه بیابانی و در نواحی پست جلگه‌ای به سمت جنوب و جنوب غربی آب و هوا بیابانی می‌باشد. عمدتاً زمستان‌های این ناحیه، کوتاه و معتدل و تابستان‌ها طولانی و گرم است. ارتفاع از سطح آزاد دریا در منطقه مورد مطالعه متغیر بوده و از سمت جنوب به شمال افزایش می‌یابد و حداکثر ارتفاع در منطقه مورد مطالعه با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی^۱ (DEM) ۳۸۰۰ متر می‌باشد. آب‌های سطحی استان خوزستان از استان‌های مجاور سرچشمه می‌گیرند و پس از عبور از مناطق جلگه‌ای و پست به تالاب‌ها و خلیج فارس می‌ریزند. منشأ بارندگی در منطقه مورد مطالعه، عمدتاً جبهه‌های هوایی است که از سمت غرب از دریای مدیترانه و شمال آفریقا (دریای سرخ) وارد ایران شده و معمولاً قسمت اعظم سطح کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهند. میانگین بارش ۴۰ ساله و ۱۰ ساله اخیر در منطقه مورد مطالعه با توجه به ایستگاه‌های هواشناسی به ترتیب برابر با ۵۷۷ و ۴۸۵ میلی‌متر در سال می‌باشد. با این حال در طی ۴ روز بارندگی در بارش سیل‌آسا فروردین ۱۳۹۸ به میزان ۲۲۷ میلی‌متر در سطح منطقه مورد مطالعه موجب پر شدن مخازن سدهای بزرگ کرخه (با حجم ۷/۳ میلیارد متر مکعب) و گتوند علیا (با حجم ۴/۵ میلیارد متر مکعب) و

² Dual-Inlet

³ Deuterium

⁴ Vienna Standard Mean Ocean Water

¹ Digital Elevation Model

جدول ۱- مختصات نقاط نمونه برداری بارش سیل آسا فروردین ۱۳۹۸ در جنوب غرب ایران

Table 1- Coordination of rain water sampling points of flood of April 2019 in Southwest of Iran

ID	Location	Latitude (DMS)	Longitude (DMS)	Alt. (m.a.s.l) (Meter)
R1	Tang Chery (snow)	32°10'8.49"	50°10'46.78"	2814
R2	Dehdez 1	31°44'18.41"	50°18'37.49"	2003
R3	Bagh Chenar	32°14'43.99"	49°59'13.72"	1781
R4	B.Tunel dela	32°18'56.68"	49°35'14.57"	1702
R5	Garab	32°21'11.80"	49°52'52.41"	1658
R6	Lordegan (snow)	31°32'0.89"	50°48'20.14"	1617
R7	Avarezi 1 Pol Zal	33°15'31.88"	48°13'9.71"	1575
R8	Dehdez 2	31°42'41.94"	50°17'7.48"	1529
R9	E. Tunel Dela	32°18'36.78"	49°35'0.31"	1528
R10	Mavarz	32°14.53"	50°6'15.15"	1499
R11	Refahi zal	33°8'24.24"	48°10'10.37"	1399
R12	Ebtedaye Sariziri	31°50'50.97"	49°58'18.58"	1121
R13	Chelo	32°24'8.18"	49°41'26.10"	1030
R14	Karun 3 Dam	31°35'37"	50°27'36"	948
R15	Shirin Bahar	32°22'20.96"	49°38'4.50"	861
R16	Izeh	31°50'21.18"	49°54'9.38"	828
R17	Pion	31°57'45.92"	49°46'48.65"	808
R18	Well Abfar	32°14'54.26"	49°31'43.16"	806
R19	Andika	32°12'46.38"	49°30'27.87"	782
R20	Dorahi Seydun	31°28'6.24"	49°54'34.13"	740
R21	Saland	32°29'55.99"	48°38'6.87"	601
R22	Abzhdan Andika	32°3'53.55"	49°27'11.61"	544
R23	Amir Seif	32°48'8.43"	48°18'20.28"	539
R24	Ja Ordu	32°46'57.02"	48°18'11.40"	491
R25	Keveshk	32°3'58.31"	49°33'36.35"	487
R26	Dorahi Haftgel	31°29'7.73"	49°35'0.79"	458
R27	Avarezi 2 Pol Zal	32°50'48.16"	48°3'52.29"	420
R28	Bakhshdari Lali	32°24'44.99"	49°8'13.78"	391
R29	Dasht Dena	31°22'25.65"	49°40'40.05"	376
R30	Lali	32°20'14.78"	49°5'26.53"	366
R31	Hoseinieh	32°40'8.50"	48°15'15.58"	355
R32	Avarezi 1	32°47'57.67"	48°4'15.96"	340
R33	Bahbahan	30°37'13.24"	50°13'44.49"	301
R34	Azad Rah	32°37'16.81"	48°16'2.75"	300
R35	Masjed Soleyman 1	31°55'59.04"	49°17'37.99"	224
R36	Dokuhhe	32°33'25.60"	48°18'15.14"	212
R37	Alarkh Romez	31°16'59.83"	49°36'31.08"	156
R38	Armesh	30°56'10.20"	49°50'7.64"	149
R39	Cham galak	32°25'46.17"	48°26'22.47"	130
R40	Shush	32°11'1.34"	48°16'36.01"	84
R41	Pump Benzin	31°26'30.43"	49°25'24.43"	75
R42	Sherafat	32°6'42.23"	48°45'35.98"	67
R43	Ahvaz	31°21'28"	48°43'36"	18

صورت گرفته، از روش درون یابی کریجینگ^۱ استفاده شده است.

جهت تهیه نقشه های توزیع مکانی بارش و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ و همچنین دوتریوم مازاد پس از بررسی های

¹ Kriging Interpolation Method

جدول ۲- ترکیب ایزوتوپی نمونه‌های آب بارش فروردین ۱۳۹۸ در منطقه مورد مطالعه

Table 2- Isotopic composition of rain water sampling points on April 2019 in the study area

ID	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	d_excess
	(permile)	(permile)	(permile)
R1	-25.22	-4.54	11.1
R2	-17.76	-3.31	8.72
R3	5.33	-0.06	5.81
R4	8.72	-0.8	15.12
R5	0.71	-0.68	6.15
R6	-26.06	-4.76	12.02
R7	-21.62	-3.22	4.14
R8	28.94	2.71	7.26
R9	12.57	-0.26	14.65
R10	-13.69	-2.8	8.71
R11	-16.56	-3.25	9.44
R12	25.3	1.64	12.18
R13	8.99	-0.76	15.07
R14	29.2	3.74	-0.72
R15	5.47	-1.26	15.55
R16	28.42	4.71	-9.26
R17	21.39	1.87	6.43
R18	13	-0.05	13.4
R19	17.43	0.83	10.79
R20	4.68	-0.49	8.6
R21	11.34	0.55	6.94
R22	17.26	0.72	11.5
R23	1.71	-0.98	9.55
R24	6.58	-0.05	6.98
R25	24.8	2.46	5.12
R26	-5.86	-2.19	11.66
R27	4.32	-0.59	9.04
R28	-9.59	-1.54	2.73
R29	11.77	0.55	7.37
R30	11.91	1.03	3.67
R31	5.45	-0.06	5.93
R32	4.29	-0.52	8.45
R33	-0.62	-1	7.38
R34	9.6	-0.2	11.2
R35	-12.34	-2.84	10.38
R36	12.41	0.8	6.01
R37	3.75	-1.13	12.79
R38	7.84	0.12	6.88
R39	9.44	-0.09	10.16
R40	19.49	1.73	5.65
R41	-5.14	-1.83	9.5
R42	27.42	3.76	-2.66
R43	19.93	2.93	-3.51

در این روش فاصله و درجه تغییرات بین نقاط معلوم در نظر گرفته می‌شود و سپس نقاط نامعلوم با استفاده از میانگین وزنی نقاط مجاور تخمین شده می‌شود (Hatvani

در این روش فاصله و درجه تغییرات بین نقاط معلوم در نظر گرفته می‌شود و سپس نقاط نامعلوم با استفاده از میانگین وزنی نقاط مجاور تخمین شده می‌شود (Hatvani

¹ Ordinary

نمونه R8 با ارتفاع ۱۵۲۹ متر ثبت گردیده است. تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ از $-۴/۷۶$ تا $۴/۷۱$ پرمیل می‌باشد. کمترین میزان $\delta^{18}\text{O}$ با مقدار $-۴/۷۶$ در نمونه برف R6 با ارتفاع ۱۶۱۷ متر (لردگان) و بعد از آن مقدار $-۴/۵۴$ در نمونه با بالاترین ارتفاع از سطح دریا به میزان ۲۸۱۴ متر (R1) ثبت شده است. بیشترین مقدار $\delta^{18}\text{O}$ به میزان $۴/۷۱$ در نمونه R16 بوده است. طی روز ۵ و ۶ فروردین ۱۳۹۸ در ایذه به ترتیب $۳۶/۷$ و $۶۰/۵$ میلی‌متر بارش (در مجموع معادل ۲۰ درصد بارش سال آبی) نازل شده که یکی از بیشترین بارش‌ها در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. نحوه توزیع مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ در منطقه مورد مطالعه در شکل ۴ نشان داده شده است. می‌توان گفت از سمت جنوب به سمت شمال و شمال شرقی منطقه میزان ایزوتوپ‌ها کاهش می‌یابد و به عبارت دیگر بارش‌ها از ^2H و ^{18}O تهی‌تر می‌شوند ولی روند خیلی منظمی وجود ندارد. در نمونه‌های R41 و R26 در قسمت میانی منطقه مورد بررسی به سمت سد مسجد سلیمان R35 (با میانگین بارش سیل‌آسا به ترتیب ۱۵۱، ۸۸ و ۱۱۲ میلی‌متر) هر دو مقادیر ایزوتوپی $\delta^2\text{H}$ و $\delta^{18}\text{O}$ روند کاهشی دارد. در واقع در این سه نمونه با افزایش ارتفاع و افزایش بارش مقادیر ایزوتوپی کاهش یافته است. بعد از نمونه‌های مذکور به سمت شمال شرقی روند افزایش مقادیر ایزوتوپی مشاهده می‌گردد و در ادامه مسیر مجدداً کاهش ایزوتوپ‌ها صورت گرفته است. دوتریوم مازاد در ریزش‌های جوی منطقه مورد مطالعه در ۴۳ نقطه نمونه‌برداری شده از $-۰/۷۲$ تا $۱۵/۵۵$ پرمیل متغیر بوده، به طوری که ۱۵ مورد مقدار بالای ۱۰ پرمیل داشته و ۲۸ نمونه مقدار کمتر از ۱۰ پرمیل دارند. میانگین آن $۷/۸۵$ می‌باشد که نسبت به دوتریوم مازاد جهانی کمتر است. این امر نشان می‌دهد بیشتر نزولات جوی منطقه از مناطق با تبخیر بالا نشأت گرفته است و ریزش‌های جوی با منشأ ادغام بخار آب حاصل از دریای مدیترانه و دریای سرخ می‌باشد. در مناطق نزدیک مخازن سدها دوتریوم مازاد نمونه‌ها نزدیک و بیشتر از ۱۰ پرمیل می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه، از جنوب و جنوب غربی منطقه به سمت ارتفاعات بالاتر (شمال و شمال شرقی) مقادیر دوتریوم مازاد افزایش می‌یابد (شکل ۵). پارامتر دوتریوم مازاد با غنی‌تر شدن ترکیب ایزوتوپی کاهش و با تهی‌تر

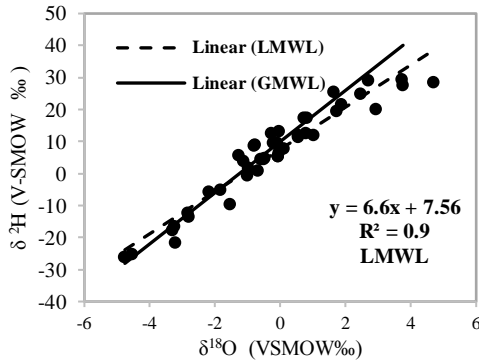
دلیل اینکه بهترین توزیع خطی جهت داشتن دید منطقه‌ای مناسب ارائه می‌کند (Cressie, 1990). برای انجام درون‌یابی مناسب همه داده‌های ۴۳ ایستگاه نمونه‌برداری ایزوتوپی (جهت درون‌یابی مقادیر ایزوتوپی $\delta^2\text{H}$ ، $\delta^{18}\text{O}$ و دوتریوم مازاد) و همچنین ۲۲ ایستگاه باران‌سنجی (جهت تهیه لایه میزان بارش) استفاده گردیده و بدین منظور از نرم‌افزارهای Surfer 16 و ArcMap 10.2 استفاده شده است. جهت استخراج اطلاعات ارتفاعی از مدل ارتفاعی رقومی (DEM) ۱۵×۱۵ متری استفاده گردیده است. در آمار، رگرسیون خطی یک رویکرد مدل خطی بین متغیر پاسخ^۱ وابسته با یک یا چند متغیر توصیفی^۲ مستقل است. اغلب برای بررسی مدل رابطه خطی بین متغیرها از رگرسیون استفاده می‌شود (Seal, 1967). در این حالت فرض بر این است که یک یا چند متغیر توصیفی که مقدار آن‌ها مستقل از بقیه متغیرها است، می‌تواند در پیش‌بینی متغیر پاسخ که مقدارش وابسته به متغیرهای توصیفی است، مؤثر باشد. هدف از انجام تحلیل رگرسیون، شناسایی مدل خطی این رابطه است. برای تعیین ارتباط بین پارامترهای ارتفاع، بارندگی و موقعیت جغرافیایی با مقادیر ایزوتوپی $\delta^2\text{H}$ ، $\delta^{18}\text{O}$ و دوتریوم مازاد در منطقه مورد مطالعه از رگرسیون خطی استفاده شده است. ارتفاع، بارندگی و موقعیت جغرافیایی (طول و عرض) به‌عنوان متغیرهای مستقل و مقادیر $\delta^2\text{H}$ ، $\delta^{18}\text{O}$ و دوتریوم مازاد متغیرهای وابسته در نظر گرفته شده‌اند.

نتایج و بحث

طبق نتایج ارائه شده در جدول ۱ مقدار $\delta^2\text{H}$ در نمونه‌های آنالیز شده از $-۲۶/۰۶$ تا $۲۹/۲$ پرمیل متغیر است. کمترین مقدار $\delta^2\text{H}$ در نمونه برف با ارتفاع ۱۶۱۷ متر (لردگان) از سطح متوسط دریا با مقدار $-۲۶/۰۶$ و بعد از آن مقدار $-۲۵/۲۲$ در نمونه تنگ چری با بالاترین ارتفاع از سطح دریا در بین نمونه‌ها به میزان ۲۸۱۴ متر ثبت شده است. بیشترین مقدار آن $۲۹/۲$ در نمونه R14 با ارتفاع ۹۴۸ متر (با میزان بارش ۹۳ میلی‌متر در طی دو روز ۵ و ۶ فروردین ۱۳۹۸) و بعد از آن مقدار $۲۸/۹۴$ در

¹ Response

² Explanatory



شکل ۶- خط آب جوی محلی بارش سیل آسا فروردین ۱۳۹۸ (LMWL) و مقایسه با خط آب جوی جهانی (GMWL)

Figure 6- Plotted rain water samples on $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ diagram LMWL and compared with GMWL

واضح است که خط آب جوی محلی جنوب غرب ایران با شیب اندکی کمتر نسبت به خط آب جوی جهانی می باشد، زیرا حرکت توده ابر به سمت محل بارش، بارانی را به وجود می آورد که در بخش های پایینی ابر دچار تبخیر شده است. در نواحی نیمه خشک که تبخیر به میزان قابل توجهی رخ می دهد، آب های دارای منشأ جوی می توانند ترکیب ایزوتوپی کاملاً غیرعادی داشته باشند (Mohammadzadeh and Amiri, 2019). در شکل ۷ نمودار مربوط به خط آب جوی محلی در مقایسه با خط آب جوی جهانی، مدیترانه شرقی و مرکزی و کشورهای همسایه ایران (جنوب غرب) نشان داده شده است. خط آب جوی شرق مدیترانه^۱ (EMMWL) به صورت معادله ۴ می باشد (Gat and Carmi, 1970).

$$\text{EMMWL}, \delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 22 \text{ ‰} \quad (4)$$

طبق مطالعه Liotta et al., (2008) معادله خط جوی

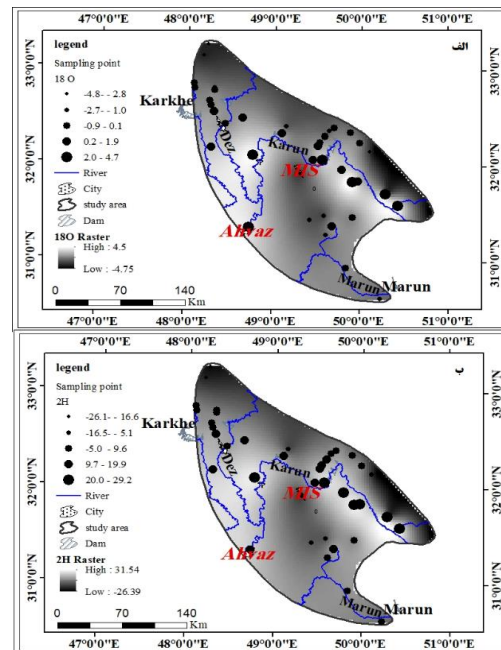
$$\text{مدیترانه مرکزی (CMMWL)}^2 \text{ به صورت معادله ۵ می باشد.} \\ \text{CMMWL}, \delta^2\text{H} = 6.5 \times \delta^{18}\text{O} + 5.28 \text{ ‰} \quad (5)$$

خط آب جوی عراق طبق مطالعه Ali et al., (2015) به صورت معادله ۶ می باشد.

$$\delta^2\text{H} = 7.573 \times \delta^{18}\text{O} + 13.82 \text{ ‰} \quad (6)$$

و نتیجه گیری کرده اند که منشأ آب بارش های عراق اختلاط مدیترانه ای و آب خلیج فارس و اقیانوس اطلس می باشد. خط آب جوی میانگین سوریه طبق نتایج پژوهش Kattan (2006) بر اساس بررسی ۱۶ ایستگاه به صورت معادله ۷ می باشد.

شدن ترکیب ایزوتوپی افزایش می یابد که این امر بیانگر تهی تر شدن ترکیب ایزوتوپی به سمت ارتفاعات منطقه می باشد.



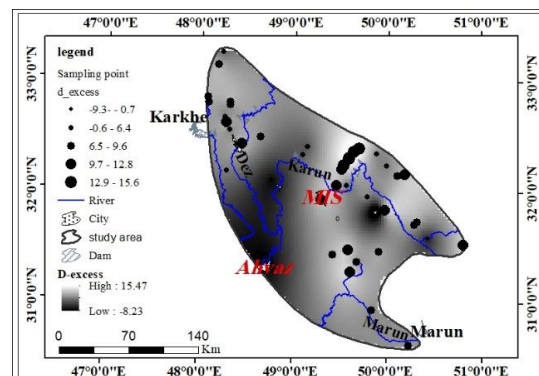
شکل ۴- توزیع مقادیر ایزوتوپی (الف) $\delta^{18}\text{O}$ و (ب) $\delta^2\text{H}$ بارش

سیل آسا فروردین ۱۳۹۸ در منطقه مورد مطالعه

Figure 4- Distribution of (a) $\delta^{18}\text{O}$ and (b) $\delta^2\text{H}$ in samples throughout study area during rainwater flood event April 2019

برای ترسیم خط آب جوی محلی منطقه مورد مطالعه از داده های ایزوتوپی بارش (جدول ۲) استفاده شده است. شکل ۶ پراکندگی نقاط نمونه برداری و خط آب جوی محلی را نشان می دهد. معادله به دست آمده برای خط آب جوی محلی به صورت معادله ۳ می باشد.

$$\delta^2\text{H} = 6.6 \delta^{18}\text{O} + 7.56 \text{ ‰} \quad (3)$$



شکل ۵- توزیع دوتریوم مازاد در نمونه های باران منطقه مورد مطالعه

Figure 5- Distribution of d-excess in rainwater samples throughout study area during flood event April 2019

¹ Eastern Mediterranean Meteoric Water Line

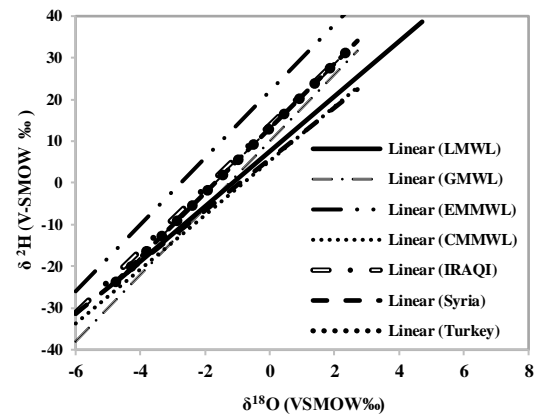
² Central Mediterranean Meteoric Water Line

دلیل اینکه میانگین بارش در مناطق بررسی شده به جز گرگان نزدیک به میانگین کل ایران می‌باشد، می‌توان نتیجه گرفت که خط جوی میانگین مناطق مذکور طبق معادله ۹ بیانگر خط جوی ایران بوده و در مناطق خشک شیب خط جوی بین ۵ و ۸ می‌باشد (Shamsi and Kazemi, 2014). در واقع معادله خط آب جوی میانگین ایران با شیب کمتر از خط آب جوی جهانی است که توصیف کننده آب و هوای خشک و نیمه‌خشک غالب در ایران می‌باشد. در چنین آب و هوایی تبخیر ثانویه قطرات باران موجب غنی‌شدگی ایزوتوپ‌های سنگین بر طبق معادله ۹ می‌گردد.

$$\delta^2\text{H}=6.895 \delta^{18}\text{O}+6.57 \%, R^2=0.93 \quad (9)$$

همانگونه که مشخص می‌باشد از سمت جنوب به سمت شمال و شمال شرقی مقدار بارش افزایش یافته و در ارتفاعات شمالی منطقه مورد مطالعه به بالغ بر ۵۲۰ میلی‌متر رسیده است. با افزایش بارندگی مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ کاهش می‌یابد. کاهش $\delta^2\text{H}$ با شیب بیشتری نسبت به کاهش $\delta^{18}\text{O}$ می‌باشد. به طوری که پراکندگی مقادیر $\delta^2\text{H}$ زیاد است (شکل ۱۰). بنابراین با افزایش بارندگی ایزوتوپ‌های $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ تهی‌تر می‌شوند. ارتباط تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ با بارندگی ($R^2=0.0957$) بهتر از ارتباط تهی‌شدگی $\delta^2\text{H}$ با بارندگی ($R^2=0.0708$) می‌باشد، که احتمالاً مربوط به سیل‌آسا بودن بارش و تداخل توده‌های سودانی (دریای سرخ) با مدیترانه‌ای در ارتفاعات بالاتر و برهم‌خوردن اثر میزان بارش می‌باشد. عوامل زیادی ترکیب ایزوتوپی آب بارش محلی را تحت تاثیر قرار می‌دهند (Mook, 2001; Mazor, 2004; Al-Charideh, 2011). اثر ارتفاع بر روی ترکیب ایزوتوپی آب بارش ابزار مفیدی جهت تشخیص مناطق تغذیه آب و منشأ آب زیرزمینی می‌باشد (Gasparini et al., 1990; Kattan, 1997). ایزوتوپ‌های سنگین‌تر آب در طول رخداد بارش سریع‌تر کاهش می‌یابند. بنابراین مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ در طول بارش در نتیجه گرادیان ارتفاعی کاهش می‌یابند که به آن نرخ کاهش ارتفاعی می‌گویند (Dansgaard, 1964; Clark and Fritz, 1997).

$$\delta^2\text{H}=6.17 \delta^{18}\text{O}+5.7 \%, \quad (7)$$



شکل ۷- خط آب جوی محلی سیلاب فروردین ۱۳۹۸ جنوب

غرب ایران (LMWL)، در مقایسه با خط آب جوی

جهانی (GMWL)، مدیترانه شرقی (EMMWL)، مدیترانه مرکزی

(CMMWL) و کشورهای مجاور (ترکیه، سوریه و عراق)

Figure 7- LMWL (April 2019), compared with GMWL, EMMWL, CMMWL and Adjacent Countries (Turkey, Syria and Iraq)

و منشأ بارش‌های جوی از دریای مدیترانه می‌باشد.

خط آب جوی ترکیه بر اساس نتایج بررسی‌های Dirican et al., (2005) به صورت معادله ۸ است.

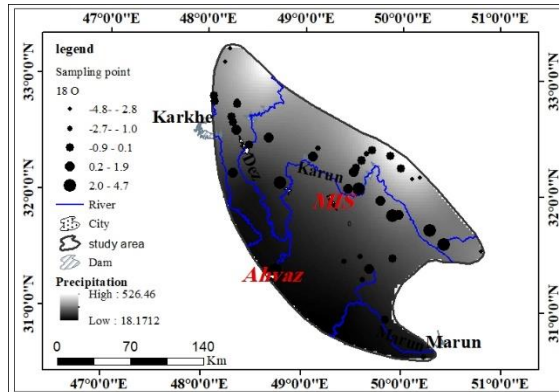
$$\delta^2\text{H}=7.74 \delta^{18}\text{O}+13.1 \quad (8)$$

با توجه به موقعیت قرارگیری نقاط نمونه‌برداری منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌گردد که برخی نقاط بین خط آب جوی جهانی و مدیترانه‌ای واقع شده‌اند و با عنایت به شیب خط که کمتر از خط جوی جهانی می‌باشد و میزان دوتریوم مازاد کمتر از ۱۰ پرمیل، منشأ بارندگی‌های سیل آسیا اختلاط آب دریای مدیترانه و سامانه سودانی که از دریای عرب و خلیج فارس عبور می‌کند، می‌باشد. بر اساس مطالعات صورت گرفته در برخی مناطق ایران خط آب جوی محلی شمال (شاهرود و گرگان)، جنوب (شیراز)، غرب (کرد، پل‌ذهاب و حوضه رودخانه کرخه)، شرق (رفسنجان) و ایران مرکزی (تهران و اصفهان) تهیه شده است. در جدول ۳ و شکل ۸ معادله و خط آب جوی محلی مناطق مذکور ارائه گردیده است. میانگین بارش در مناطق بررسی شده (۲۹۹ میلی‌متر) مشابه با میانگین بارش سالانه کل ایران (۲۵۰ میلی‌متر) می‌باشد. با توجه به اینکه میزان بارش یکی از عوامل مهم کنترل‌کننده خصوصیات ایزوتوپی، بارش می‌باشد و به

جدول ۳- معادله خط آب جوی محلی برخی نقاط ایران و خط آب جوی مطالعه حاضر

Table 2- Equation of local meteoric water line (LMWL) of some parts of Iran and present study

Region	Location	Correlation equation	R ²
Central Iran	Tehran ^a (Based on the monthly average of data reported by IAEA GNIP (1961-1979 and 2000-2004))	$\delta^2\text{H} = 6.46 \delta^{18}\text{O} + 0.24$	0.91
West Iran	Marivan ^b (Mohammadzadeh and Ebrahimpoor (2012))	$\delta^2\text{H} = 8.07 \delta^{18}\text{O} + 11.55$	0.85
Iran North	Shahrood ^c (Kazemi (2013))	$\delta^2\text{H} = 5.47 * \delta^{18}\text{O} - 5.5$	0.96
West Iran	Kerend ^d (Karimi (2013))	$\delta^2\text{H} = 6.53 * \delta^{18}\text{O} + 5.56$	0.97
Central Iran	Isfahan ^e (Khademi et al., (1997))	$\delta^2\text{H} = 7.1 * \delta^{18}\text{O} + 12.3$	0.97
East Iran	Rafsanjan ^f (Farpoor et al., (2004))	$\delta^2\text{H} = 5.88 \delta^{18}\text{O} + 15.83$	0.96
West Iran	Karkheh River Basin (Zagros) ^g (Osati et al., (2013))	$\delta^2\text{H} = 6.8 * \delta^{18}\text{O} + 10.1$	0.99
West Iran	Pol Zahab ^h (Mohammadzadeh & Amiri (2019))	$\delta^2\text{H} = 6.6 * \delta^{18}\text{O} + 12.1$	0.96
South West Iran	Khuzestan ⁱ (This Study)	$\delta^2\text{H} = 6.6 * \delta^{18}\text{O} + 7.56$	0.922

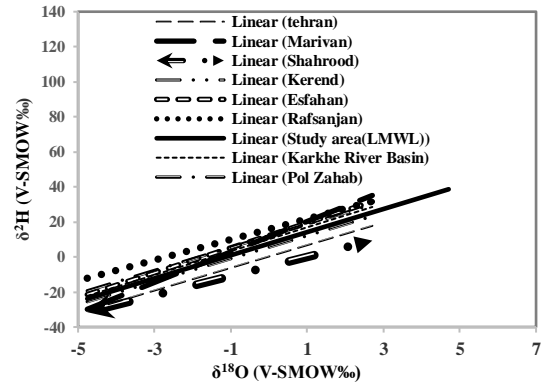


شکل ۹- نقشه مقدار بارش رخداد سیل (فروردین ۱۳۹۸)

Figure 9- Map of iso-precipitation of the flood event (April 2019)

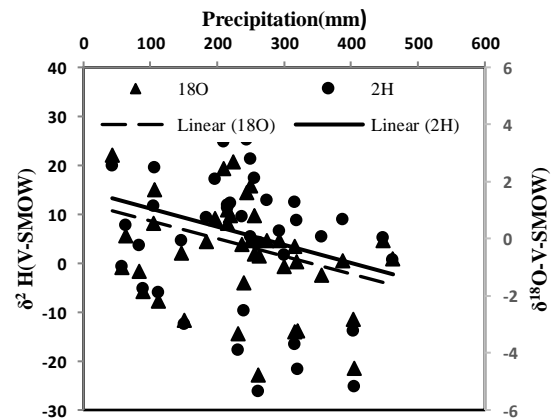
ارتفاع مقادیر ایزوتوپی روند کاهشی دارند. نرخ کاهش مطابق روابط ۹ و ۱۰ و به میزان ۰/۱۳ در هر صد متر برای $\delta^{18}\text{O}$ و ۰/۹۱ پرمیل برای $\delta^2\text{H}$ در هر صد متر افزایش ارتفاع به دست آمده است. اصطلاح اثر میزان بارش توسط Dansgaard (1964) ارائه شده که ارتباط منفی بین $\delta^{18}\text{O}$ و بارش نشان داده است. به طور کلی یک انطباق منفی بین مقدار بارش و فاکتور تفریق^۱ در عرض جغرافیایی پایین و استوا وجود دارد. در عرض‌های خیلی بالا این انطباق منفی کمتر شده یا حتی انطباق مثبت ضعیف هم مشاهده می‌گردد (Kendall and Caldwell, 1988). زمانی که یک توده هوا متحمل مقدار زیادی بارش می‌گردد، متعاقباً مقادیر فاکتور تفریق بارش‌های جوی کاهش می‌یابد. این اثر که در ابتدا توسط شرایط آب و هوایی زمان بارش (دما و رطوبت نسبی) کنترل می‌شود معمولاً ناشی از چندین عامل شامل الف) کاهش ترکیب ایزوتوپی متراکم شده در ابر با فرایند سرد شدن و بارش و ب) تعادل سریع قطرات کوچک بارش با بخار آب و شرایط

¹ Fractionation Factor



شکل ۸- نمودار خط آب جوی برخی مناطق ایران

Figure 8- Local meteoric water line (LMWL) of some parts of Iran and present study



شکل ۱۰- ارتباط بین میزان بارش سیل آسا فروردین ۱۳۹۸ و

مقادیر ایزوتوپ‌های $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$

Figure 10- The relationship between the flood event of April 2019 and isotopic composition ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$)

نرخ این کاهش توسط محققین مختلف بررسی شده است (Vogel et al., 1975; Fontes and Olivry, 1977; Bortolami et al., 1978; Siegenthaler and Oeschger, 1980). بر اساس نظر Clark and Fritz (1997) این نرخ برابر با ۰/۵- درصد و ۰/۱۵- درصد در هر صد متر ارتفاع می‌باشد. ارتباط بین مقادیر ایزوتوپی و ارتفاع منطقه مورد مطالعه در شکل ۱۱ نشان داده شده است. با افزایش

قرار دارند، اثرات جنبشی بسیار شدیدتر بوده و مقدار دوتریوم مازاد نیز بسیار بالاتر است. بارش‌هایی که در نواحی شرقی مدیترانه رخ می‌دهد گاه‌ها تا میزان ۱۸ درصد دوتریوم مازاد دارند (Gat, 1980). در واقع در شرایط غیراشباع هنگامی که هوا در سطح دریای مدیترانه حرکت می‌کند، تبخیر سریع بخار آبی را ایجاد می‌کند که در تعادل ایزوتوپی با آب دریا نمی‌باشد. این فرایند که توسط Gat and Carmi (1970) و Gat et al., (2003) بررسی شده است موجب ایجاد مقادیر بالای دوتریوم مازاد در بخار آب با منشأ مدیترانه‌ای می‌گردد. همچنین Gat et al., (2003) نشان داده‌اند که مقادیر رطوبت بالا می‌تواند موجب ایجاد قطرات بارانی شود که فاقد تفریق ایزوتوپی قابل توجه می‌باشند. کلاً در طول دوره سرد دوتریوم مازاد بسیار بیشتر (حتی بیشتر از ۲۹ پرمیل) از دوره گرم و خشک (حتی کمتر از ۵ پرمیل) می‌باشد (Liotta et al., 2008). دوتریوم مازاد شاخص نشان‌دهنده اثر تبخیر بر روی خصوصیات فیزیکی-شیمیایی آب می‌باشد. به طوری که اگر آب تبخیر می‌شود، دوتریوم مازاد کاهش می‌یابد (Tsujimura et al., 2007). میانگین دوتریوم مازاد نمونه‌های بارش در منطقه مورد مطالعه ۷/۸۵ می‌باشد که نسبت به مقدار دوتریوم مازاد جهانی کمتر است. این امر نشان می‌دهد که قسمت اعظم نزولات جوی منطقه از مناطق با تبخیر بالا نشأت گرفته است.

نتیجه‌گیری

در این مطالعه مقادیر $\delta^{18}O$ ، δ^2H ، و دوتریوم مازاد و خط آب جوی محلی بارش سیل-آسا فروردین ۱۳۹۸ در جنوب غربی ایران مورد بررسی قرار گرفت و خط آب جوی محلی سیلاب با خط آب جوی سایر نقاط ایران و همچنین مدیترانه-ی شرقی و مرکزی، کشورهای مجاور یعنی عراق، ترکیه و سوریه و خط جهانی مورد مقایسه قرار گرفت. معادله خط آب جوی منطقه مورد مطالعه $\delta^{18}O = 6.599 \delta^2H + 7.56$ و دوتریوم مازاد بیانگر این است که منشأ بارش‌ها از ادغام سیستم کم‌فشار آب و هوایی دریای مدیترانه و کم‌فشار دریای سرخ و دریای عمان می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه با افزایش بارندگی، کاهش δ^2H با شیب بیشتری نسبت به کاهش $\delta^{18}O$ می‌باشد. به طوری که ارتباط تهی-شدگی $\delta^{18}O$

دمایی مجاور در مقایسه با قطرات بزرگتر و ج) تبخیر سریع قطرات کوچک در طول بارش در مقایسه با قطرات بزرگتر است (Rozanski et al., 1993; Scholl et al., 2009). در منطقه مورد مطالعه با افزایش بارندگی کاهش δ^2H با شیب بیشتری نسبت به کاهش $\delta^{18}O$ می‌باشد. به طوری که ارتباط تهی‌شدگی $\delta^{18}O$ با بارندگی $(R^2=0/0957)$ بهتر از ارتباط تهی‌شدگی δ^2H با بارندگی $(R^2=0/0708)$ می‌باشد، که احتمالاً مربوط به سیل آسا بودن بارش و تداخل توده های سودانی (دریای سرخ) با مدیترانه‌ای در ارتفاعات بالاتر و برهم خوردن اثر میزان بارش می‌باشد. مقدار دوتریوم مازاد برای کل کره زمین ۱۰ پرمیل می‌باشد که شاخص خط آب جوی جهانی عهد حاضر بوده و با میانگین رطوبت نسبی ۸۰ درصد اقیانوس‌ها در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد مطابقت دارد (Craig, 1961). دوتریوم مازاد نشان‌دهنده انحراف مقدار دوتریوم نمونه‌های آب از مقدار دوتریوم خط باران جهانی با شیب ۸ می‌باشد. مقادیر دوتریوم مازاد نمونه‌های باران به منشأ باران یعنی ابر یا توده بخار تشکیل‌دهنده آن بستگی دارد و زمانی که رطوبت ابر کمتر از ۱۰۰ درصد باشد دوتریوم مازاد نمایان می‌گردد (Clark and Fritz, 1979; Merlivat and Jouzel, 1997). عموماً دوتریوم مازاد بارش وابسته به تبخیر داخل ابر و تبادل انتشاری رطوبت می‌باشد به طوری که انحراف از ۱۰ پرمیل بدلیل اختلاف رطوبت در منبع بخار آب یا منبع تبخیر ایجاد می‌شود (Wang et al., 2019). معمولاً دوتریوم مازاد پایین ناشی از تبخیر ثانویه داخل ابر می‌باشد که همچنین منجر به غنی‌شدگی ایزوتوپ‌های سنگین در بارش می‌گردد (Wang et al., 2019). مقادیر دوتریوم مازاد پایین همیشه مرتبط با میزان بارش کم و تبخیر بالا می‌باشد (Wang et al., 2016c). با در نظر گرفتن تأثیر چرخش مجدد رطوبت از آب‌های سطحی محلی مانند مخازن سدها و آب خاک، مقادیر دوتریوم مازاد افزایش می‌یابد (Froehlich et al., 2008). به طور کلی مقدار بالا و پایین بودن دوتریوم مازاد نشان‌دهنده رطوبت کم و زیاد منشأ باران یعنی توده بخاری است که باران از آن نشأت گرفته است. همچنین دوتریوم مازاد درجه اثر جنبشی ناشی از تبخیر در سیستم‌های آزاد را نیز نشان می‌دهد. در آب‌هایی که در نواحی خشک و در معرض تبخیر شدید

نشأت گرفتن توده بارش‌زای فروردین ۱۳۹۸ از مناطق با تبخیر بالا می‌باشد. ترکیب تغییرات مکانی و فصلی مقادیر ایزوتوپی و دوتریوم مازاد و بررسی سایر عوامل موثر بر تغییرات ایزوتوپی می‌تواند به عنوان یک ابزار مؤثر برای ردیابی رطوبت در چرخه هیدرولوژی استفاده شود.

منابع

- Al-Charideh, A.R. 2011. Environmental isotope study of groundwater discharge from the large karst springs in the west Syria. *Journal of Environmental Earth Science*, 63: 1–10.
- Ali, K.K., Al-Kubaisi, Q., Al-Paruany, K.B. 2015. Isotopic study of water resources in a semi-arid region, western Iraq. *Journal of Environmental Earth Science*, 74: 1671-1686.
- Ambach, W. 1968. The altitude effect on the isotopic composition of precipitation and glacier ice in the Alps. *Tellus*, 20: 595–600.
- Araguas-Araguas, L., and K. Froehlich, 1998: Stable isotope composition of precipitation over Southeast Asia. *J. Geophys. Res.*, 103: 28721–28742.
- Aravena, R., Suzuki, O., Pena, H. 1999. Isotopic composition and origin of the precipitation in Northern Chile. *Journal of Applied Geochemistry*, 14: 411–422.
- Birks, S.J., Gibson, J.J., Gourcy, L. 2002. Maps and animations offer new opportunities for studying the global water cycle. *EOS: Transactions American Geophysical Union*, 83: 406.
- Bortolami, G.C., Ricci, B., Suzella, G.F., Zuppi, G.M. 1978. Isotope hydrology of the Val Coraoglia, Maritime Alps, Piedmont, Italy. *International symposium on isotope hydrology; Neuherberg, Germany*: 327–348.
- Clark, I., Fritz, P. 1997. *Environmental Isotopes in hydrology*. Lewis publishes, new Lewis publishes, New York: 328.
- Craig, H. 1961. Isotopic variations in natural waters. *Science*, 133: 1702–1703.
- Cressie, N. 1990. *Mathematical Geology*, 22(3): 239-252
- Dailai, T.K., Bhattacharya, S.K., Krishnaswami, S. 2002. Stable isotopes in the source waters of the Yamuna and its tributaries: seasonal and altitudinal variations and relation to major cations. *Journal of Hydrological Processes*, 16: 3345–3364
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16: 436–468.
- Dirican, A., Ünal, S., Demircan, M. 2005. The temporal and seasonal variation of H-2 and O-18 in atmospheric water vapor and precipitation from Ankara, Turkey in relation to air mass trajectories at Mediterranean Basin. *IAEA-TECDOC-1453*.
- Farpoor, M., Khademi, H., Eghbal, M., Krouse, H.R. 2004. Mode of gypsum deposition in south eastern Iranian soils as revealed by isotopic composition of crystallization water. *Journal of Geoderma*, 12: 233–242.
- Florea, L., Bird, B., Lau, J.K., Wang, L., Lei, Y., Yao, T., Thompson, L.G. 2017. Stable isotopes of river water and groundwater along altitudinal gradients in the high Himalayas and the eastern Nyainqentanghla Mountains. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 14: 37–48.
- Fontes, J.C., Olivry, J.C. 1977. Gradient isotopique entre 0 et 4000 m dans les précipitations du Mount Cameroun. *Comptes Rendus Reunion Annuelle Sciences de la Terre. Societa Geologica Francaise Paris*: 171.
- Froehlich, K., Gibson, J. J., Aggarwal, P. 2002. Deuterium excess in precipitation and its climatological significance, in: *Study of Environmental Change Using Isotope Techniques*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 54–66.
- Gasparini, A., Custudio, E., Fontes J.C., Jimenez, J. 1990. Example d etude geochimique of is toque de circulation aquifer en Terrain volcanque climate semi-arid. *Journal of Hydrology*, 114: 61–91.
- Gat, J.R. 1995. The relationship between the isotopic composition of precipitation, surface runoff and groundwater for semi-arid and arid zones. *IAHS Publ.*, 232:409–416.
- Gat, J.R. 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Journal of Annual Review of Earth and Planetary Science*, 24: 225–262.
- Gat, J.R., Carmi, I. 1970. Evolution in the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *Journal of Geophysical Research*, 75: 3039-3048.
- Gat, J.R., Klein, B., Kushnir, Y., Roether W., Wernli, H., Yam, R., Shemesh, A. 2003. Isotope composition of air moisture over the Mediterranean Sea: an index of the air-sea interaction pattern. *Tellus*, 55B: 953–965.

- Gibson, J.J., Edwards, T.W.D. 2002. Regional surface water balance and evapotranspiration partitioning from a stable isotope survey of lakes in northern Canada. *Journal of Global Biogeochemical Cycles*, 16: 1-10.
- Gibson, J.J., Price J.S., Aravena, R., Fitzgerald, D.F., Maloney, D. 2000. Runoff generation in a hyper maritime bog-forest upland. *Journal of Hydrological Processes*, 14: 2711-2730.
- Gonfiantini, R. 1986. Environmental isotopes in lake studies. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* (P. Fritz, J.-Ch. Fontes, Eds) Elsevier, Amsterdam, 113-168.
- Hatvani, I.G., Leuenberger, M., Kohan, B., Kern, Z. 2017. Geostatistical analysis and isoscape of ice core derived water stable isotope records in an Antarctic macro region. *Journal of Polar Science*, 13: 23-32.
- Hoffman, G., Jouzel, J., Masson, V. 2000. Stable water isotopes in atmospheric general circulation models. *Journal of Hydrological Processes*, 14: 1385-1406.
- Jasechko, S., Sharp, Z.D., Gibson, J.J., Birks, S.J., Yi, Y., Fawcett, P.J. 2013. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. *Journal of Nature*, 496: 347-350.
- Jeelani, G., Saravana, U., Kumar, B. 2013. Variation of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in precipitation and stream waters across the Kahir Himalaya (India) to distinguish and estimate the seasonal sources of stream flow. *Journal of Hydrology*, 481: 157-165.
- Johnsen, S.J., Dansgaard, W., White, J.W.C. 1989. The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus B*, 41: 468-452.
- Jouzel, J., Delaygue, G., Landais, A. 2013. Water isotopes as tools to document oceanic sources of precipitation. *Journal of Water Resources Research*, 49: 7469-7486.
- Jouzel, J., Merlivat, L. 1984. Deuterium and oxygen-18 in precipitation: modeling of the isotope effects during snow formation. *Journal of Geophysical Research*, 89: 11749-11757
- Karimi, H. 2013a. Differentiation of spring catchment area using isotope data; Case study: Beshiveh Plain springs; Kermanshah. *Proceedings of the 1st National Conference on Application of Stable Isotopes, Mashhad, Iran: 104-109.* (In farsi)
- Karimi, H. 2013b. Investigating composition of ^{18}O and ^2H stable isotopes in precipitations of West Zagros. *Proceedings of the 1st National Conference on Application of Stable Isotopes, Mashhad, Iran: 110-115.* (In farsi)
- Kattan, Z. 2006. Characterization of surface water and groundwater in the Damascus Ghatta basin: hydrochemical and environmental isotopes. *Journal of Environmental Geology*, 51: 173-201.
- Kattan, Z. 1997. Chemical and environmental isotope study of precipitation in Syria, *Journal of Arid Environments*, 35(4): 601-615.
- Kazemi, G.A. 2013. Isotope composition (^{18}O and ^2H) in precipitations of Shahrood area. *Proceedings of the 1st National Conference on Application of Stable Isotopes, Mashhad, Iran: 54-60.* (In farsi)
- Kendall, C., McDonnell, J.J. (ed). 1998. *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier Science BV, Amsterdam: 839.
- Khademi, H., Mermut, A.R., Krouse, H.R. 1997. Isotopic composition of gypsum hydration water in selected landforms from central Iran. *Journal of Chemical Geology*, 138: 245-255.
- Khalili, K., Tahoudi, M.N., Mirabbasi, R., Ahmadi, F. 2016. Investigation of spatial and temporal variability of precipitation in Iran over the last half century. *Journal of Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 30: 1205-1221.
- Kong, Y., Wang, K., Li, J., Pang, Z. 2019. Stable isotopes of precipitation in China: A consideration of moisture sources. *Journal of Water*, 11(6): 1239
- Lawrence, J.R., Gedzelman, S.D., White, J.W.C. 1982. Storm trajectories in eastern US: D/H isotopic composition of precipitation. *Journal of Nature*, 296: 638-640.
- Li, J., Tao T., Pang Zh., Tan, M., Kong, Y., Duan, W., Zhang Y. 2015. Identification of Different Moisture Sources through Isotopic Monitoring during a Storm Event. *Journal of Hydrometeorology*. 16:1918-11927
- Liotta, M., R. Favara, Valenza M. 2008. Isotopic composition of the precipitations in the central Mediterranean: Origin marks and orographic precipitation effects. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111, D19302.
- Longinelli, A., Selmo, E. 2003. Isotopic composition of precipitation in Italy: A first overall map. *Journal of Hydrology*, 270: 75-88.
- Mariani, I., Eichler, A., Jenk, T. M., et al. 2014. Temperature and precipitation signal in two Alpine ice cores over the period 1961-2001. *Journal of Climate of the past*, 10: 1093-1108.
- Mazor, E. 2004. *Chemical and isotopic groundwater hydrology*, 3rd edn. Weizmann Institute of Science Rehovot, New York: 465.
- Merlivat, L., Jouzel, J. 1979. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 84: 5029-5033.
- Mohammadzadeh, H., Amiri, V. 2019. Investigation of (Alluvial and Karstic) Groundwater Residence Time in Pol-e-Zahab Study Area Using Spatiotemporal Variations

- of Isotopic Composition ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$), *Journal of Water Resources Research*, 15 (1): 327-340. (In farsi)
- Mohammadzadeh, H., Ebrahimpoor, S. 2012. Application of stable isotopes and hydrochemistry to investigate sources and quality exchange Zarivar catchment area. *Journal of Water and Soil*, 26: 1018-1031. (In farsi)
- Mook, W.G. 2001. *Environmental Isotopes in the hydrological cycle (Principles and applications)*. 5: UNESCO, Paris: 105.
- Osati, K., Koeniger, P., Salajegheh, A., Mahdavi, M., Chapi K., Malekian A. 2013. Spatiotemporal patterns of stable isotopes and hydrochemistry in springs and river flow of the upper Karkheh River Basin, Iran, *Isotopes in Journal of Environmental and Health Studies*, 50(2): 169-183.
- Rozanski, K., Aragua' s-Aragua' S.L., Gonfiantini, R. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: *Climate Change in Continental Isotopic Records* (eds. P. K. Swart, K. C. Lohmann, J. McKenzie, and S. Savin). *Geophysical Monograph*, 78, AGU, Washington, DC :1-36.
- Scholl, M.A., Shanley, J.B., Zegarra, J.P., Coplen, T.B. 2009. The stable isotope amount effect: New insights from NEXRAD echo tops, Luquillo Mountains, Puerto Rico. *Journal of Water Resources Research*, 45(12): W12407.
- Seal H.L 1967. The historical development of the Gauss linear model. *Biometrika*, 54 (1/2): 1-24.
- Sengupta, S., Sarkar, A. 2006. Stable isotope evidence of dual (Arabian Sea and Bay of Bengal) vapour sources in monsoonal precipitation over north India. *Earth Planet Sci Lett* 250: 511-521. doi:10.1016/j.epsl.2006.08.011
- Shamsi, A., Kazemi, Gh.,A., 2014, A review of research dealing with isotope hydrology in Iran and the first Iranian meteoric water line. *Journal of Geope*, 4 (1): 73-86.
- Sharp, R.P, Epstein, S., Vidziunas, I. 1960. Oxygen-isotope ratios in the Blue Glacier, Olympic Mountains, Washington, U.S.A. *Journal of Geophysical Research*, 65(12): 4043-4059.
- Siegenthaler, U., Oeschger, H. 1980. Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude. *Journal of Nature*, 285: 314-317.
- Stumpp, C., Klaus, J., Stichler, W. 2014. Analysis of long-term stable isotopic composition in German precipitation. *Journal of Hydrology*, 517(4): 351-361.
- Sun, C., Shen, Y., Chen, Y. 2018. Quantitative evaluation of the rainfall influence on streamflow in an inland mountainous river basin within Central Asia. *Journal of Hydrological Sciences*, 63(1): 17-30.
- Telmer, K., Veizer, J. 2000. Isotopic constraints on the transpiration, evaporation, energy and GPP budgets of a large boreal watershed: Ottawa River basin, Canada. *Journal of Global Biogeochemical Cycles*, 14: 149-166.
- Thompson, L.G., Yao, T., Mosley-Thompson, E., Davis, M., Henderson, K., Lin, P. N. 2000. A high-resolution millennial record of the South Asian monsoon from Himalayan ice cores. *Journal of Science*, 289: 1916-1919.
- Tian, L., Yao, T., White, J.W.C., Wusheng, Y., Ninglian, W. 2005. Westerly moisture transport to the middle of Himalayas revealed from the high deuterium excess. *Journal of Chinese Science Bulletin*, 50: 1026-1030.
- Tian, L.D., Yao, T.D., Clune, K.M. et al., 2007. Stable isotopic variations in west China: A consideration of moisture sources. *Journal of Geophysical Research*, 112: D10112.
- Tsujimura, M., Abe, Y., Tanaka, T., Shimada, J., Higuchi, S., Yamanaka, T., Davaa, G., Oyunbaatar, D. 2007. Stable isotopic and geochemical characteristics of groundwater in Kherlen River basin, a semiarid region in eastern Mongolia. *Journal of Hydrology*, 333: 47-57.
- Uemura, R., Yonezawa, N., Yoshimura, K., Asami, R., Kadana, H. 2012. Factors controlling isotopic composition of precipitation on Okinawa Island, Japan: implications for paleoclimate reconstruction in the East Asian Monsoon region. *Journal of Hydrology*, 475: 314-322.
- Vogel, J.C., Lerman, J.C., Mook W.G. 1975. Natural isotopes in surface and groundwater from Argentina. *Journal of Hydrological Science Bulletin*, XX(2): 203-221.
- Wang, L., Dong, Y., Han, D., Xu, Z. 2019. Stable isotopic compositions in precipitation over wet Island in Central Asia. *Journal of Hydrology*, 573: 581-591.
- Wang, S., Zhang, M., Che, Y., chen, F., Qiang, F. 2016b. Contribution of recycled moisture to precipitation in oases of arid central Asia: A stable isotope approach. *Journal of Water Resources Research*, 52(4): 3246-3257.
- Wang, S., Zhang, M., Che, Y., Zhu, X., Liu, X. 2016c. Influence of below-cloud evaporation on deuterium excess in precipitation of arid central Asia and its meteorological controls. *Journal of Hydrometeorology*, 17(7): 1973-1984.
- Wang, S., Zhang, M., Hughes, C.E., Zhu, X., Dong, L., Ren, Zh. 2016a. Factors controlling

- controlling stable isotope composition of precipitation in arid conditions: an observation network in the Tianshan Mountains, central Asia. *Tellus B*, 68(1):289-299.
- Yamanaka, T., Tsujimura, M., Oyunbaatar, D. 2007. Isotopic variation of precipitation over eastern Mongolia and its implication for the atmospheric water cycle. *Journal of Hydrology*, 333: 21– 34
- Yonge, C.J., Goldenberg, L., Krouse, H.R. 1989. An isotope study of water bodies along a traverse of southwestern Canada. *Journal of Hydrology*, 106: 245–255.
- Yurtsever, Y., Gat, J.R. 1981. *Atmospheric waters*. Vienna: International Atomic Energy Association: 103–139.



Characteristics of stable Isotopes of the heavy rainfall event of April 2019 in Southwest Iran comparing with LMWL of other regions of country and neighboring countries

S. Farhadi¹, F. Alijani^{2*}, H. Nassery³

Received: 11/03/2020

Accepted: 17/11/2020

Abstract

The heavy rainfall event of April 2019 with 230 mm, i.e. 46% of the mean of annual rainfall of southwest Iran, over 4 days caused the overflow of Dez and Karkheh large dams and huge financial losses. In order to determine the characteristics of stable isotopes of ²H and ¹⁸O of this extreme event, 43 samples of rain water were collected in the area about 41000 (Km²) in southwestern Iran with altitude ranging between zero to 2814 m above sea level (a.s.l). The variations of the isotopic values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ were 4.71 to -4.76 and -26.06 to 29.2, respectively. The local meteoric water lines were calculated during the flood event and compared with the corresponding global, Mediterranean and other parts of Iran values as well as neighboring countries. According to the equation of LMWL ($\delta^2\text{H} = 6.5996 \delta^{18}\text{O} + 7.561$) and deuterium excess (between -9.26 to 15.55 with average value of 7.85), it is concluded that the source of precipitation in the study period was the integrated effect of the of Mediterranean and Red Sea air masses. Deuterium excess increased from the south and southwest of the study area to higher altitudes (located in north and northeast), indicating depletion of the isotopic composition toward the high altitudes.

Keywords: Isotopes, Extreme event, Iran, LMWL, Deuterium excess



¹ Department of Minerals and Groundwater Resources, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Assistant Professor, Department of Minerals and Groundwater Resources, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

(*Corresponding Author Email Address: f_alijani@sbu.ac.ir)

³ Department of Minerals and Groundwater Resources, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

نحوه ارجاع مقاله:

فرهادی، ص.، علی جانی، ف.، ناصری، ح.ر. ۱۳۹۹. مقایسه مشخصات ایزوتوپهای پایدار بارش سیل آسا فروردین ۱۳۹۸ در جنوب غرب کشور با خط آب جوی دیگر مناطق ایران و کشورهای مجاور. نشریه هواشناسی کشاورزی، ۸(۲): ۴۴-۵۹. DOI: 10.22125/agmj.2020.223190.1093

Farhadi, S., Alijani, F., Nassery, H.R. 2020. Characteristics of stable Isotopes of the heavy rainfall event of April 2019 in Southwest Iran comparing with LMWL of other regions of country and neighboring countries. Journal of Agricultural Meteorology, 8(2): 44-59. DOI: 10.22125/agmj.2020.223190.1093