



## Monitoring the Change in the Caspian Sea Level Affected by Atmospheric Parameters Using Remote Sensing Data

M. Sharif<sup>1</sup>, A.A. Kakroodi<sup>2\*</sup>, and M.S. Hosseini<sup>3</sup>

### Abstract

The Caspian Sea level (CSL) fluctuations are driven by reciprocal hydro-meteorological processes which extend not only over the entire catchment area but also far beyond. According to the research literature, CSL has dropped approximately 3 m in the short-term period of 1929-1977. The origin of CSL changes and the future of these changes are still being debated. In this study, changes in precipitation, runoff, and evaporation in the catchment area, river discharge, sea surface temperature (SST), and also CSL change were investigated over 40-year. Study results revealed two major changes in the increasing trend of SST anomalies. With an increasing trend in the CS level with 0.03 slope, the results indicated an increase in SST by more than 1.5°C during the study period, which can be a response to the increase in air and land surface temperature on a regional and global scale. The decline in river discharge levels has also been significant in recent decades. These changes were more obvious in the Volga river, which provides more than 80% of the CS balance. Reconstruction of long-term CSL change with daily water level data between 1981 and 2020 through fluxes also showed that the average sea level rise was about 20 cm/yr in the 1981-1995 period while a decrease of 6 cm/yr during the 1996-2020 period was clearly visible in the results of the water balance equation. Moreover, according to the observed peak values of the four parameters of precipitation, evaporation, runoff, and SST, the trend of increasing sea surface temperature and decreasing precipitation (with a slope of -1.8 mm/40yr) is more consistent with CSL change.

**Keywords:** SST, Runoff, Evaporation, Volga River, Climate Change.

Received: December 16, 2022

Accepted: April 19, 2023

## پایش تغییرات سطح دریای کاسپین متأثر از پارامترهای جوی با استفاده از تصاویر سنجنش از دور

مرتضی شریف<sup>۱</sup>، عطاءاله عبدالهی کاکرودی<sup>۲\*</sup> و مائده سادات حسینی<sup>۳</sup>

### چکیده

نوسانات تراز دریای کاسپین (CS) ناشی از فرآیندهای هیدرو-هواشناسی متقابل است که نه تنها در سطح کل حوضه آبخیز بلکه محدوده‌ای بسیار فراتر از آن را دربر می‌گیرد. بر اساس مطالعات صورت گرفته بین دوره زمانی ۱۹۲۹ تا ۱۹۷۷ تراز دریای کاسپین (CSL) حدود سه متر کاهش یافته است. منشأ تغییرات تراز CS و همچنین تغییرات آینده هنوز مورد بحث است. در این تحقیق، تغییرات بارش، رواناب و تبخیر در سطح کل حوضه آبخیز، دبی رودخانه‌ها، دمای سطح CS و تغییرات CSL بررسی شد. نتایج بدست آمده حاکی از دو تغییر اساسی در روند افزایش قابل توجه در ناهنجاری‌های SST است. این افزایش با شیب افزایشی ۰/۰۳ در سطح CS بیانگر افزایش دمای بیش از ۱/۵ درجه سانتی‌گراد در طول دوره مورد مطالعه است که می‌تواند پاسخی به افزایش دمای هوا و سطح زمین در مقیاس منطقه‌ای و جهانی باشد. همچنین کاهش دبی رودخانه‌ها طی دهه‌های اخیر چشمگیر بود. این تغییرات در رودخانه ولگا که بیش از ۸۰٪ بیلان CS را تأمین می‌کند، بارزتر بود. بازسازی تغییرات طولانی مدت CSL با بیلان روزانه CS بین سال‌های ۱۹۸۱-۲۰۲۰ از طریق شارهای (P, E, R) نشان داد، میانگین CSL حدود ۲۰ cm/yr از ۱۹۸۱-۱۹۹۵ و افت ۶ cm/yr طی دوره زمانی ۱۹۹۶-۲۰۲۰ به خوبی توسط پیش بینی معادله بیلان آب قابل مشاهده است. همچنین، با توجه به پیک مشاهده شده چهار پارامتر P, E, R و SST روند افزایش SST و کاهش بارندگی (با شیب -۱/۸ mm/yr) با تغییرات CSL هماهنگ‌تر است.

**کلمات کلیدی:** دمای سطح دریا، رواناب، تبخیر، رودخانه ولگا، تغییر اقلیم.

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۹/۲۵

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۲/۱/۳۰

1- M.Sc. graduate, Department of Remote Sensing and GIS, Faculty of Geography, University of Tehran. Tehran, Iran. E-mail: morteza.sharif@ut.ac.ir

2- Associate Professor, Department of Remote Sensing and GIS, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran, Iran. E-mail: a.a.kakroodi@ut.ac.ir

3- M.Sc. graduate, Faculty of Natural Resources and Environment, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran. E-mail: ms.hosseini.ust@gmail.com

\*- Corresponding author

Dor: [20.1001.1.17352347.1402.19.1.3.8](https://doi.org/10.1001.1.17352347.1402.19.1.3.8)

۱- دانش‌آموخته رشته سنجنش از دور و GIS، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

۲- دانشیار و عضو هیئت علمی گروه سنجنش از دور و GIS، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

۳- دانش‌آموخته دانشکده منابع طبیعی و محیط زیست، واحد علوم و تحقیقات دانشگاه آزاد، تهران، تهران، ایران.

\*- نویسنده مسئول

بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان تابستان ۱۴۰۲ امکانپذیر است.



نظارت و پیش‌بینی وضعیت اقیانوس‌ها بسیار ارزشمند است. این تصاویر می‌توانند دید جامعی از روند تغییرات دمای آب دریاهای محصور ارائه دهند.

تغییرات بارز CSL در مقاطع زمانی مختلف بررسی شده است (Jeihouni et al., 2019; Toorani et al., 2021). این تغییرات طی آخرین دوره پلیستوسن<sup>۴</sup> تا ۵۰- متر افزایش یافت (Mamedov, 1997) و در ابتدای هولوسن به تراز حداقل ۵۰- رسید (Dolukhanov et al., 2010; Naderi Beni et al., 2013). جدای از این دو تغییر گسترده CS، حداقل هشت نوسان جزئی طی ۴۰۰۰ سال گذشته نیز شناخته شده است (Mamedov, 1997). در طی ۱۰۰۰ سال گذشته CS دو تغییر عمده در سطح دریا را نیز تجربه کرده که ارتباط آن را به ناهنجاری آب و هوای دوره قرون وسطا (MCA<sup>5</sup>: 950-1250) و عصر یخبندان کوچک (LIA<sup>6</sup>: 1350-1850) نسبت می‌دهند (Kakroodi et al., 2012, 2014; Naderi Beni et al., 2013). بین سال‌های ۱۰۵۰ تا ۱۱۵۰ سطح دریا به پایین‌تر از (۲۵- متر) رسید. سپس، طی بیش از ۶۵۰ سال به بالاتر از تراز ۲۵- متر از سطح دریا رسید. این افزایش می‌تواند به دلیل تغییرات آب و هوایی عصر یخبندان کوچک باشد (Naderi Beni et al., 2013). از اواخر عصر یخبندان دوباره سطح دریا به زیر ۲۵- متر کاهش یافت. تغییرات CSL در طول قرن نوزدهم و قرن بیستم همچنان در نوسان بود، اما از ابتدای قرن ۲۱ با توجه به افزایش تکنولوژی‌های ماهواره‌ای و امکان سنجش روزانه نشان می‌دهد این تغییرات شرایط کاهشی شدید را تجربه می‌کند.

بر اساس مطالعات گذشته و همچنین روند کاهش آب CS به عنوان یکی از مهمترین دریاهای محصور، بین سال‌های ۱۹۹۳ تا ۲۰۲۰ پیش‌بینی می‌شود تا اواخر قرن بیست و یکم سطح آب آن بین ۹ تا ۱۸ متر در حالات متوسط تا زیاد کاهش یابد (Prange et al., 2020). این تغییرات ناشی از افزایش قابل توجه تبخیر آب (Chen et al., 2017; Shirvani, 2017; Shirvani et al., 2020) برداشت‌های بی‌رویه، کاهش در میزان آب ورودی به CS با سیاست‌گذاری سدسازی در بعضی از کشورهای بالا دست همچون روسیه که با افزایش تخلیه رودخانه یا بارندگی متعادل نیست، ذکر گردیده است (Arpe et al., 2007; Arpe, 2011; Arpe & Leroy, 2012). طبق این پیش‌بینی‌های جدید، کاهش CSL در قرن بیست و یکم تقریباً دو برابر تخمین‌های مبتنی بر مدل‌های قبلی آب و هوایی خواهد بود (Prange et al., 2020). کاهش ۹ تا ۱۸ متر به معنای آن است که بخش وسیعی در شمال CS، بخش واقع در محدوده ترکمن صحرا در جنوب

بسیاری از محققین معتقد هستند، تغییرات سطح آب دریاهای محصور در خشکی و دریاهای طبیعی می‌تواند تبادلات اکوسیستم‌های مختلفی که به آنها وابسته هستند، را بر هم بزنند. این تغییرات سطح آب دریا می‌تواند ناشی از بیلان آب دریاهای داخلی (یا دریچه‌ها) یا دلایل دیگری همچون افزایش دمای سطح دریاها (Cook et al., 2018; Wang et al., 2018; Dai et al., 2014)، برداشت‌های بیش از میزان تغذیه، تغییرات دمایی خشکی‌ها و تغییرات جهانی آب و هوایی باشد. یکی از این دریاهای محصور در خشکی CS است (Arpe et al., 2000; Chen et al., 2017; Lebedev & Kostianoy, 2005; Lebedev, 2012b; Naderi Beni et al., 2013; Nandini-weiss et al., 2020). کاهش تراز آب دریاهای محصور می‌تواند تهدیدهای جدی را برای اکوسیستم‌های تالاب‌ها که به آب ورودی این دریچه‌ها وابسته هستند را با چالش‌های جدی‌ای روبرو کند. تأثیر این تغییرات بر سطح دریاهای محصور پیامدهای گسترده‌تری بر سواحل و بنادر ساحلی (Nandini-weiss et al., 2020) نیز خواهد گذاشت که می‌تواند به صورت غیر مستقیم بر معیشت و اقتصاد میلیون‌ها نفر تأثیر بگذارد (Prange et al., 2020).

مطالعات گذشته نشان داد، افزایش دما در طی قرن بیست و یکم باعث افزایش تبخیر آب این دریاهای محصور و دریچه‌های داخلی خواهد شد (Cook et al., 2014; Dai et al., 2018; Wang et al., 2018). تغییرات دما از عوامل کاهش سطح آب دریاهای محصور همچون CS به شمار می‌رود (Arpe et al., 2011) که با کاهش میزان بارش تشدید می‌شوند (Cook et al., 2014; Dai et al., 2018). دریاهای طبیعی که فاقد جریان خروجی هستند به تغییرات اقلیمی حساسیت بیشتری نشان می‌دهند (Prange et al., 2020)، زیرا سطح آب آنها با تعادل بین بارندگی و تخلیه رواناب به دریچه و تبخیر سطح دریچه تعیین می‌شود. در حالی که خشک شدن فضای داخلی قاره به دلیل آب و هوا به عنوان یک مشکل مهم از نظر کمبود آب شیرین شناخته شده است (Naderi Beni et al., 2013). از طرف دیگر، دمای سطح دریا (SST<sup>1</sup>) از دیگر پارامترها موثر برای درک فرایندهای اقیانوس‌شناسی و آب و هوا به شمار می‌رود (López García, 2020). از این رو، توسط سیستم جهانی مشاهده آب و هوا (GCOS<sup>2</sup>) به عنوان یکی از متغیرهای اساسی آب و هوا (ECV<sup>3</sup>) که برای مشاهده سیستماتیک تغییر آب و هوا در زمین مورد نیاز است، تعریف شده است (Bojinski et al., 2014; Brewin et al., 2018; Ferreira et al., 2007; GCOS, 2011). در شرایط فعلی گرم شدن کره زمین، در دسترس بودن سری‌های زمانی دقیق از SST، برای

شرقی و تمام مناطق ساحلی در میانه و جنوب CS از زیر سطح دریا بیرون می‌آیند (Nandini-weiss et al., 2020; Prange et al., 2020). به طور کلی، CSL با کاهش ۹ متر (افت ۲۳ درصدی) و برای کاهش ۱۸ متر (افت ۳۴ درصدی) را به دنبال خواهد داشت (Prange et al., 2020). این تغییرات حاکی از تغییرات جدی است که محیط زیست پیرامون آن را تهدید می‌کند.

با توجه به شرایط نگران کننده تغییرات CSL و همچنین تنش‌های ایجاد شده بر اکوسیستم‌های پیرامونی آن از جمله تالاب‌ها که در پی افت سطح آب CS رخ داده است، بین کشورهای پیرامون آن برنامه جامعی برای کاهش بحران‌های آینده صورت نگرفته است. با ادامه این مخاطره، زنجیره‌ای از چالش‌های محیطی دیگر از جمله اکوسیستم‌های تالابی وابسته به آب CS (تالاب‌های با اهمیت بین المللی انزلی، تالاب میانکاله و تالاب امیر کلاهی در ایران، تالاب‌های بخش شمالی CS واقع در دلای و لگا)، حیات وحش پیرامون تالاب‌های متکی به CS، تغییرات جدی در خط ساحلی این دریا، مخاطرات جدی بر بنادر واقع در سواحل آن، تهدید جدی برای بیش از چند میلیون نفر که به صورت غیر مستقیم به ماهیگیری و صید در CS مشغول هستند، را به دنبال خواهد داشت (Prange et al., 2020). از طرفی کاهش CSL تبعات ژئوپلیتیکی داشته و بر اقتصاد کل منطقه نیز تأثیر خواهد گذاشت. انتظار می‌رود تنش‌های سیاسی در حال رشد بین المللی در مورد تخصیص مجدد تقسیمات سیاسی و ژئوپلیتیکی CS، برنامه‌های ملی برداشت و نمک زدایی آب برای کمک به تأمین تقاضای فزاینده بخش‌های کشاورزی، صنعتی و خانگی در مناطقی که تحت تنش آبی هستند، را به دنبال داشته باشد.

با توجه به شرایط حساس دریاهای محصور، هرگونه عدم تعادل بین جریان ورودی (Precipitation و Runoff) و خروجی (Evaporation) چالش جدی‌ای برای تغییرات سطح آب این دریاها و یا دریاچه‌ها به دنبال خواهد داشت. هر سه شار ورودی و خروجی ذکر شده از مهمترین پارامترهای کنترلی سطح آب دریاها به شمار می‌روند که معادله آن به صورت  $dV/dt = R - A(E - P)$  است (Chen et al., 2017; Crétau & Birkett, 2006)، که در این معادله (R) رواناب، (A) مساحت دریاچه، (E, P) به ترتیب تبخیر و بارش است. لازم به ذکر است، در بعضی مطالعات به پارامترهای (Snow water (SWE) و equivalent Soil moisture (SM) برای برآوردهای هیدرولوژیکی اشاره شده است (Saxe et al., 2021). از طریق این معادله می‌توان سهم بیلان سالانه، ماهانه و یا روزانه یک حوضه آبخیز را تخمین زد. شناخت این مدل‌های دقیق برای تغییرات سطح دریاهای محصور در

آینده به عنوان یک پایه علمی برای استراتژی‌های تعدیل، سازگاری و پیش بینی پایداری شرایط حاکم بر اکوسیستم‌های مختلف از اهمیت فوق العاده‌ای برخوردار هستند. اثرات پیش‌بینی شده کاهش سطح آب CS احتمالاً منجر به سازماندهی مجدد عمده اکوسیستم‌های پیرامون آن می‌شود.

از این رو، در این تحقیق، ابتدا از طریق معادله بیلان آبی ( $dV/dt = R - A(E - P)$ ) روند تغییرات تراز آبی CS بررسی شد. سپس نتایج بدست آمده با داده‌های آلتیمتری مقایسه و تجزیه و تحلیل شد. در مرحله بعد، میزان تأثیرگذاری شش پارامتر مهم در تغییرات کاهش سطح آب همچون، تغییرات دمای سطح دریا (SST)، تغییرات دمای سطح حوضه آبخیز، تغییرات جریان‌های ورودی دبی روخانه‌هایی که به CS می‌ریزند، تغییرات بارش، رواناب و تبخیر کل حوضه آبخیز CS بر تغییرات تراز آبی CS مورد ارزیابی قرار گرفت. یافته‌های این مطالعه، پاسخی به دو سؤال مهم در چگونگی تغییرات CSL است. ۱- پارامترهای بارش، رواناب، تبخیر، دمای سطح حوضه آبخیز و دمای سطح دریا در دوره بلند مدت چه میزان تأثیرگذاری بر تغییرات تراز CS دارند. ۲- در دوره‌های کوتاه مدت ده ساله کدام پارامترها همسویی بیشتری با تغییرات تراز دریای کاسپین دارند. همچنین، نتایج کلی تحقیق، دید جامعی از روند پارامترهای مورد بررسی در دوره زمانی ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۰ در سطح حوضه آبخیز CS و ارتباط آنها با CSL ارائه خواهد داد.

## ۲- داده‌ها و روش تحقیق

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

CS به عنوان بزرگترین دریاچه بسته جهان با مساحتی ۴۲۲ هزار  $km^2$  تا سال ۱۹۲۹ تخمین زده می‌شد. اما  $355,000 km^2$  (در ۱۹۷۷) و حدود  $371,000 km^2$  (در ۲۰۰۹) برآورد می‌شود (Akbari et al., 2020). تا سال ۱۹۹۹ (قبل از فروپاشی اتحاد شوروی) بین دو کشور ایران و شوروی تقسیم می‌شد. با فروپاشی شوروی و هم‌مرز شدن پنج کشور (ایران، ترکمنستان، آذربایجان، روسیه و قزاقستان) و افزایش اهمیت آن از لحاظ تجاری، نظامی و اقتصادی بویژه در حوضه نفت و گاز تقسیم‌بندی سیاسی این دریا دچار تغییرات اساسی شده است. طول دریای خزر از شمال به جنوب  $1204 km$ ، عرض متوسط آن بین  $200 km$  تا  $400 km$  (Lebedev & Kostianoy, 2005) و طول خط ساحلی آن در حدود  $6500 km$  است. مساحت کل حوضه آبخیز CS حدود  $3.7 \times 10^6 km^2$  است (Nandini-weiss et al., 2020)، که ۱۰ برابر مساحت این دریا و حدود ۱۰٪ مساحت جهانی حوضه‌های بسته را

گذشته برای اطلاع از تراز سطح آب CS در دوره‌های مختلف استفاده شده است (Dolukhanov et al., 2010; Kakroodi et al., 2012). تصاویر توپوگرافی حوزه آبخیز و عمق دریای CS و داده‌های تغییرات دبی رودخانه‌هایی که به CS می‌ریزند، تصاویر دمای سطح دریا و تغییرات بارش (Muñoz Sabater, 2019)، همچنین داده‌های پارامترهای اقلیمی محصول ERA5-Land شامل دمای سطح زمین، رواناب، بارش و تبخیر سطح دریا و تبخیر از کل حوزه آبخیز برای محاسبه بیلان آب CS از طریق پلتفرم GEE تهیه شده است. ERA5-Land جدیدترین محصول تجزیه و تحلیل مجدد است که توسط مرکز پیش‌بینی‌های آب و هوای اروپا (ECMWF) تولید شده است (Cao et al., 2020). این داده‌ها در مجموع ۵۰ پارامتر را برای توصیف چرخه آب و هوا و شارهای انرژی در محیط‌های خشکی و اقیانوسی به صورت جهانی و با دوره‌های روزانه در قدرت تفکیک مکانی مختلف که آخرین محصولات آن 0.1×0.1 درجه است را در دسترس کاربران قرار می‌دهد (Muñoz-Sabater et al., 2021).

تشکیل می‌دهد (Chen et al., 2017). حدود ۱۳۰ رودخانه به CS می‌ریزند (Lebedev, 2012a)، از جمله آنها رودخانه‌های بابل‌رود، گرگان‌رود، هراز، تالار، سفید رود، تاجن، آستارا چای، شهرچای، زر جوب و چندین رودخانه فصلی دیگر در ایران، رودخانه ارس و کورا از آذربایجان و همچنین رودخانه ولگا و اورال از روسیه هستند (شکل ۱). بر اساس مطالعات گذشته، بیشترین میزان آب ورودی این دریا از رودخانه ولگا با بیش از ۸۰٪ برآورد می‌شود (Arpe et al., 2000; Arpe et al., 2011; Lebedev & Kostianoy, 2005; Lebedev, 2012a; Shirvani et al., 2020).

## ۲-۲- داده‌های تحقیق

در این تحقیق، از داده‌های تجزیه و تحلیل بهبود یافته (ERA5-Land)، داده‌های توپوگرافی و عمق سنجی سطح CS و تصاویر سنجش از دور برای بررسی تغییرات CSL استفاده شد (جدول ۱). داده‌های اندازه‌گیری شده تغییرات آلتیمتری و استفاده از مطالعات

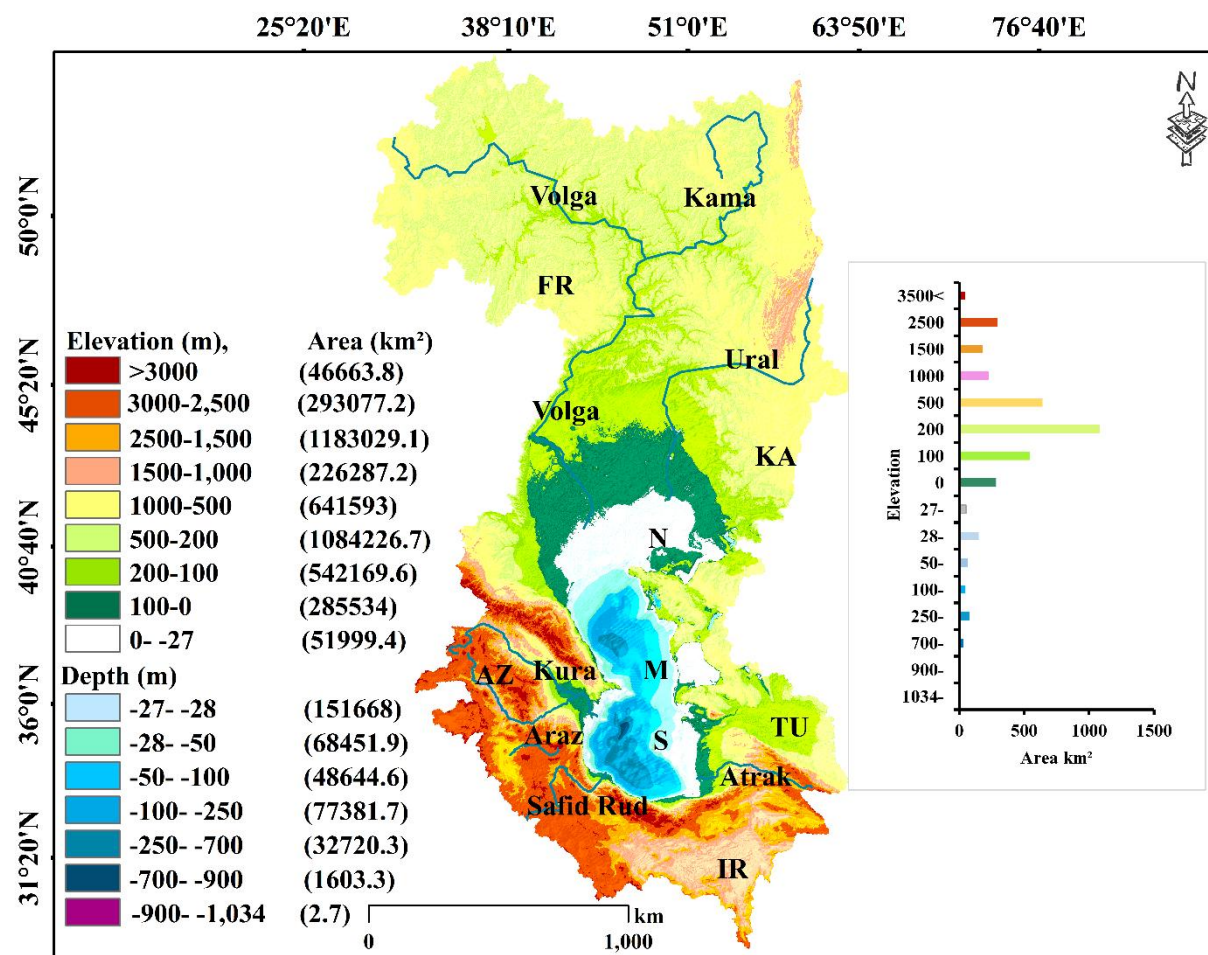


Fig. 1- Geographical Location and Boundaries of the CS Watershed

شکل ۱- موقعیت مکانی و مرزهای حوزه آبخیز CS

سال ۲۰۰۳ در وب سرویس (<http://hydroweb.theia-land.fr>) از طریق یک الگوریتم خودکار برای بزرگترین دریاچه‌های جهان در دسترس است (Rousta et al., 2023). در این تحقیق، از اندازه‌گیری‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌های TOPEX/Poseidon, Jason-1, Jason-2 and Jason-3، استفاده گردیده است (شکل ۲). دقت اندازه‌گیری SSH برای این سنجنده‌ها حدود ۴ cm~ است که اجازه می‌دهد تا دقت کافی برای مطالعات وجود داشته باشد (Lebedev, 2012a). همچنین دوره تکرار مداری آنها (~ ۱۰ روز) تجزیه و تحلیل سطح دریا را امکان‌پذیر می‌کند (Ji et al., 2016). از طرف دیگر، طولانی‌ترین سری اندازه‌گیری‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای (سپتامبر ۱۹۹۲ تا دسامبر ۲۰۲۰) با امکان گسترش داده‌ها در سال‌های آتی به شمار می‌آیند (Rousta et al., 2023). از این رو، داده‌های مربوط به تصاویر سنجنده‌ای که تغییرات را با پیوستگی بهتری نشان می‌دهد، دریافت و بررسی شد. همچنین با توجه به سابقه تاریخی تغییرات CSL از تجزیه و تحلیل مطالعات گذشته به وسیله‌ی اندازه‌گیری‌های رسوب شناسی بین سال‌های ۱۹۸۰ تا ۱۹۹۲ (با حذف تغییرات مقیاس فصلی و زمان کوتاه‌تر) (Kakroodi et al., 2012, Kroonenberg et al., 1997; 2014, 2015)، برای تغییرات CSL بین سال‌های ۱۹۹۲ تا دسامبر ۲۰۲۰، از داده‌های ارتفاع‌سنج ماهواره‌ای تغییرات CSL در این تحقیق به هم پیوند داده شد. این حجم از داده‌ها، دید جامع‌تری از روند تغییرات CSL در یک سری زمانی بلند مدت را نشان می‌دهد.

رادئومتر پیشرفته با قدرت تفکیک بالا (AVHRR) در سری ماهواره‌های Tiros-NOAA اولین سنسور مادون قرمز بود که با موفقیت برای ارائه اطلاعات در مورد دمای سطح خشکی و دریا در مقیاس جهانی مورد استفاده قرار گرفت (López García, 2020). اولین ماهواره این مجموعه (Tiros N) در سال ۱۹۷۸، سپس NOAA 6 در سال ۱۹۸۰ و ماهواره دیگر تا آخرین NOAA-19 در سال ۲۰۰۹ پرتاب شد. AVHRR تصاویر را در پنج باند طیفی محدوده مرئی (۰/۶۸-۰/۷۸ میکرومتر)، مادون قرمز نزدیک (۰/۷۸-۱/۱۰ میکرومتر)، مادون قرمز میانی (۳/۹۳-۳/۵۵ میکرومتر) و دو مادون قرمز حرارتی (۱۰/۳-۱۱/۳ میکرومتر و ۱۲/۵-۱۱/۵ میکرومتر) که امکان بازیابی دقیق SST را فراهم می‌کند. از این رو، با توجه به روند زمانی بلند مدت که این تصاویر در دسترس عموم قرار داده به منظور روند تغییرات دمای سطح CS با استفاده از سری زمانی محصول (avhrr-v02) بین سال‌های ۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰ به صورت روزانه دریافت و سپس میانگین ماهانه و همچنین سالیانه محاسبه شد.

### ۳-۲- داده‌های آلتیمتری

مشاهدات ماهواره‌های ارتفاع‌سنج راداری از تغییر تراز سطح دریا (SSH) و دریاچه‌های داخلی از سپتامبر ۱۹۹۲، با آغاز مأموریت ارتفاع‌سنج راداری TOPEX/Poseidon (Chen et al., 2017)، امکان مطالعات را برای شناخت چگونگی تغییرات اقلیمی بر روی آب دریاها و دریاچه‌های داخلی در مناطق مختلف کره زمین امکان‌پذیر کرده است (Sharif & Attarchi, 2022; Rousta et al., 2023). این داده‌ها از

Table 1- Details of the dataset

#### جدول ۱- داده‌های تحقیق

Name Product	Data	Time	Resolution	Reference
Total precipitation	ERA5-Land data/Global land	1981-2020	Hour, 0.1 arc degrees	<a href="https://cds.climate.copernicus.eu">https://cds.climate.copernicus.eu</a>
Runoff	ERA5-Land	1981-2020	Hour, 0.1 arc degrees	-
Total evaporation	ERA5-Land	1981-2020	Hour, 0.1 arc degrees	-
Skin temperature (LST)	ERA5-Land	1981-2020	Hour, 0.1 arc degrees	-
Sea Surface Temperature	AVHRR	1981-2020	Day, 4 km	<a href="https://www.ncei.noaa.gov">https://www.ncei.noaa.gov</a>
Bathymetry data		2019	500 × 500 m	<a href="http://www.gebco.net">www.gebco.net</a>
Data Surface Lakes Altimetry	TOPEX/Poseidon, Jason-1, 2, & 3	1992-2020		<a href="https://ipad.fas.usda.gov">https://ipad.fas.usda.gov</a>
River runoff Data				<a href="http://daac.ornl.gov/RIVDIS/rivdis.shtm">http://daac.ornl.gov/RIVDIS/rivdis.shtm</a>

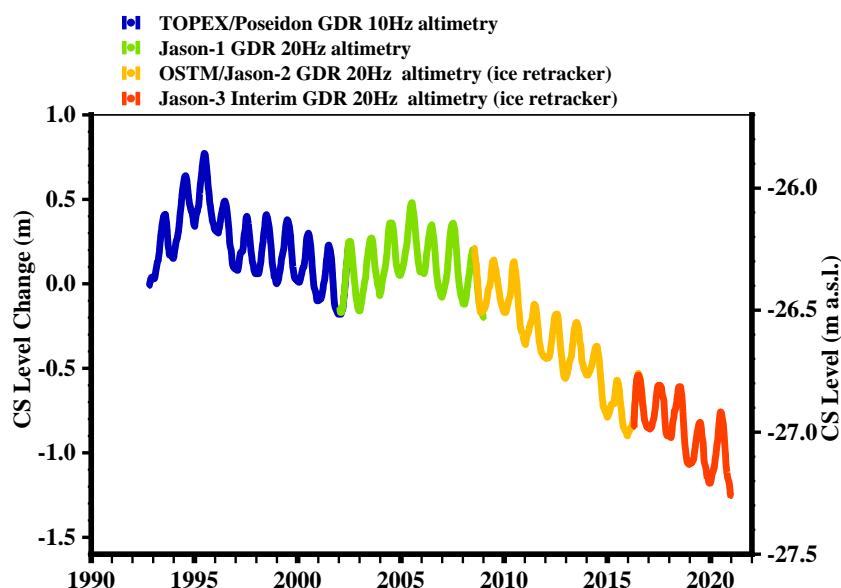


Fig. 2- The anomalies CSL from 1992 to December 2020 based on altimetry data  
 شکل ۲- روند ناهنجاری‌های تراز دریای CS از سال ۱۹۹۲ تا دسامبر ۲۰۲۰ بر اساس داده‌های آلتیمتری

محاسبه شد. با توجه به دوره‌های مختلف تغییرات CSL، دوره زمانی شامل کاهش و افزایش بیلان آبی تفکیک و تأثیر بارش، تبخیر و رواناب به عنوان مهمترین پارامترهای برآورد بیلان آبی بر سطح آب CS به دست آمد. در نهایت، نتایج بیلان آب با داده‌های ارتفاع سنجی ارزیابی شد. با توجه به تأثیرگذاری دبی رودخانه‌های مهم کنترل کننده CS شامل رودخانه ارس، کورا، ولگا، سفید رود و گرگان رود، روند تغییرات بلند مدت این رودخانه‌ها نیز مورد ارزیابی قرار گرفت. همچنین در این تحقیق، از فیلتر گوسینی برای مشاهده پیک تغییرات پارامترها استفاده شد. این فیلتر برای مشاهده نقطه اوج تغییرات کاهشی و افزایش پارامترها مناسب است که در مطالعات گذشته نیز مورد استفاده قرار گرفته است.

#### ۴- نتایج

نوسانات تراز CS نتیجه‌ای از فرآیندهای هیدرو هواشناسی متقابل است که نه تنها در حوضه آبخیز این دریا بلکه بسیار فراتر از آن است (Lebedev & Kostianoy, 2005). با این حال، مهمترین پارامترهای اثرگذار بر تغییرات CS ناشی از تغییرات تبخیر سطح CS، تبخیر در کل حوضه آبخیز، تغییرات بارش در سطح حوضه، تغییرات رواناب رودخانه‌های مهم ولگا، اورال، ارس و کورا به عنوان چهار رودخانه که بیشترین دبی تخلیه شده به CS را دارند، تغییرات دمایی سطح دریای CS، تغییرات دمایی سطحی حوضه آبخیز و تغییرات

#### ۳- روش تحقیق

در شکل ۳ روش دریافت داده‌ها و انجام تحقیق و ارائه شده است. در این مطالعه، ابتدا داده‌های بارش، رواناب، تبخیر، دمایی سطح زمین و دمایی سطح دریا با توجه به ماسک محدوده جغرافیایی حوضه آبخیز CS و محدوده آن از طریق پلتفرم گوگل ارث انجین فراخوانی و دریافت شد. سپس داده برای هر پارامتر با توجه به مقیاس زمانی به میانگین ماهانه و سالانه تفکیک و پردازش شد. برای مشاهده دقیق روند دمایی سطح CS، تغییرات دما به دو روش بررسی شد. ابتدا، نوارهای ساحل شرقی<sup>۸</sup>، نوار میانی<sup>۹</sup> و نوار ساحل غربی<sup>۱۰</sup> بین عرض‌های جغرافیایی عرض 37°26' N to 45°83' از طریق نمونه‌های تعلیمی<sup>۱۱</sup> (Roi) تجزیه و تحلیل شد. سپس، سطح آب CS به سه بخش کاسپین شمالی<sup>۱۲</sup>، کاسپین میانی<sup>۱۳</sup> و کاسپین جنوبی<sup>۱۴</sup> تقسیم‌بندی و روند دمایی سطحی آب بدست آمد. این کار جهت مشاهده دقیق‌تر از روند تغییرات دمایی در بخش‌های مختلف سطح آب CS صورت گرفت. تصاویر SST فقط برای شب هنگام جهت جلوگیری از اثر گرمایش شدید روزانه انتخاب شده است. چراکه می‌تواند در منطقه نزدیک به دریای مدیترانه در طول بهار و تابستان بسیار مهم باشد (Minnett et al., 2019).

برای استخراج بیلان آبی حوضه آبخیز CS به صورت روزانه و سالانه در بازه زمانی ۲۰۲۰-۱۹۸۰ از طریق معادله  $(dV/dt = R - A(E - P))$

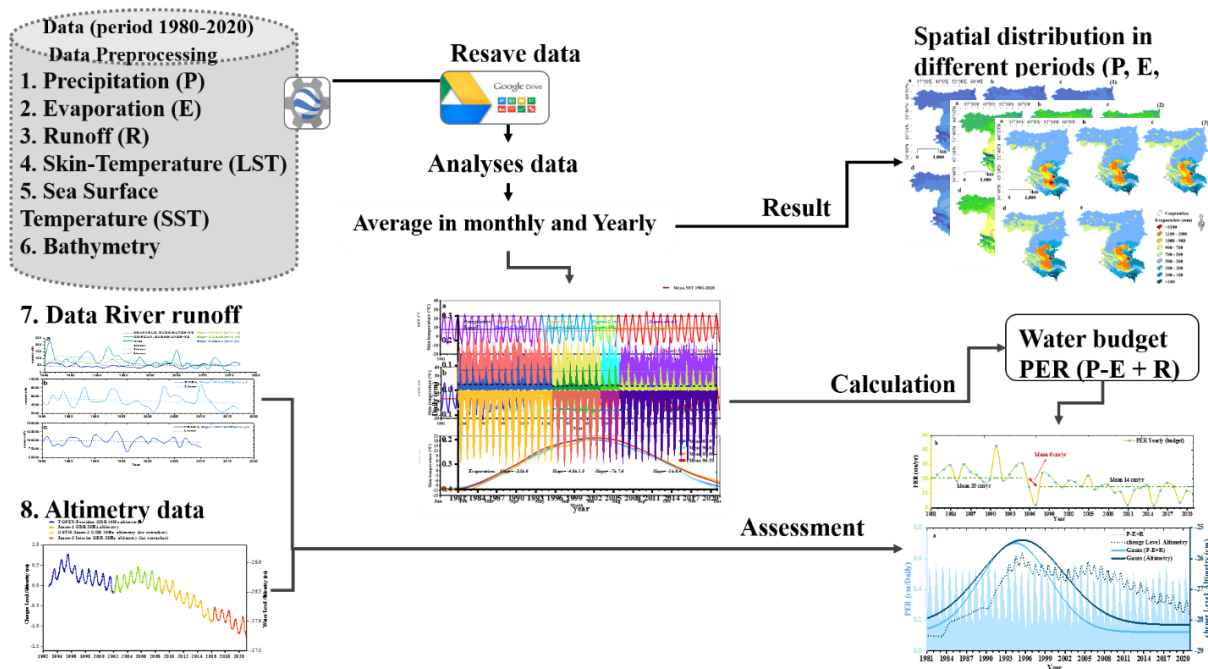


Fig. 3- Flowchart of the method of receiving data and analysis in the research

شکل ۳- روندنمای روش دریافت داده‌ها و تجزیه و تحلیل تحقیق

عرض‌های ۴۰ درجه شمالی ( $-۸/۸۷ \text{ mm/yr}$ ) و ۳۷ درجه شمالی ( $-۳/۱ \text{ mm/yr}$ ) قرار دارد. عرض‌های جغرافیایی ۵۵ تا ۶۰ درجه شمالی بیشترین میزان بارش را در حوضه آبخیز CS دارند (شکل ۴-ب). این نتایج با شرایط اقلیمی و توپوگرافی حوضه آبخیز CS (m a.s.l.): Height above mean sea level) مطابقت دارد.

#### ۴-۲- روند دمای سطح حوضه آبخیز CS

سیر روند تغییرات دمای سطح در کل حوضه CS و بخش شمالی حوضه ولگا در شکل ۵ نشان داده شده است. روند تغییرات دما در کل حوضه حدود  $۰/۰۴۵ \text{ }^\circ\text{C/Month}$  بود (شکل ۵-ا). اما برای بخش شمالی حوضه ولگا این مقدار  $۰/۰۴ \text{ }^\circ\text{C/Month}$  مشاهده شد (شکل ۵-ب). با توجه به شرایط اقلیمی و موقعیت جغرافیایی این بخش از حوضه آبخیز CS اختلاف تغییرات دمای سطح مشاهده شده، منطقی است. حداکثر دمای سطح در بخش شمالی حوضه ولگا در دوره زمانی ۹۵-۸۱ ( $۱۸/۷ \text{ }^\circ\text{C}$ )،  $۰۲-۰۹۶$  ( $۱۹ \text{ }^\circ\text{C}$ )،  $۰۳-۰۵$  ( $۱۹/۴ \text{ }^\circ\text{C}$ ) و از  $۲۰-۰۳$  ( $۱۹/۸ \text{ }^\circ\text{C}$ ) بود که بیانگر افزایش  $۱/۱ \text{ }^\circ\text{C}$  است. این تغییرات دمای سطح در نیمه دوم سال اختلاف بیشتری بین سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰ نسبت به ۱۹۸۱-۲۰۰۲ نشان می‌دهد که در ماه‌های اکتبر تا پایان دسامبر به حداکثر اختلاف (حدود  $۰/۵$  تا  $۱ \text{ }^\circ\text{C}$ ) می‌رسد (شکل ۵-ج).

جریان‌های اقیانوسی ذکر شده است. گرچه جریان آب‌های زیرزمینی نیز هر چند اندک اما در کنترل تغییرات آبی بسیار حائز اهمیت هستند. در این تحقیق، نتایج مهمترین پارامترهای کنترل‌کننده تغییرات CSL در بخش‌های جداگانه ذیل بررسی و ارائه شد.

#### ۴-۱- روند تغییرات بارش در حوضه آبخیز CS

نتایج بدست آمده بارش در کل سطح حوضه آبخیز نشان داد، سال‌های ۱۹۹۶، ۲۰۰۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ و ۲۰۱۸ کمترین میزان بارش و سال‌های ۱۹۸۳، ۱۹۹۰، ۱۹۹۳، ۱۹۹۷، ۲۰۰۴ و ۲۰۱۶ بیشترین میزان بارش را در دوره مورد مطالعه داشته‌اند (شکل ۴-ا). برای اطلاع از روند تغییرات بارش بین عرض ۳۷ تا ۶۰ درجه N در سطح حوضه آبخیز CS به صورت جداگانه بررسی و ارزیابی صورت گرفت. متوسط روند تغییرات بارش مشاهده شده بین سال‌های ۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰ با  $\text{mm}/40\text{yr}$  در کل حوضه آبخیز کاهش است (شکل ۴-ا). این کاهش بین سال‌های ۱۹۸۱ تا ۱۹۹۵ ( $۰/۳ \text{ mm}/15\text{yr}$ )، دوره زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۲ ( $۶/۲ \text{ mm}/7\text{yr}$ )، ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵ ( $-۶/۶ \text{ mm}/3\text{yr}$ ) و از سال ۲۰۱۰ تا پایان سال ۲۰۲۰ ( $-۲/۵ \text{ mm}/15\text{yr}$ ) بوده است (شکل ۴-ا). این روند تغییرات در حوضه ولگا با کاهش  $۲/۴ \text{ mm}/40\text{yr}$  نشان می‌دهد روند تغییرات در این بخش از حوضه CS بیشتر است. اما شیب کاهش در دوره‌های مختلف متفاوت است (شکل ۴-ب). در عرض‌های جغرافیایی مختلف شیب یکسانی مشاهده نمی‌شود. بیشترین شیب کاهش در

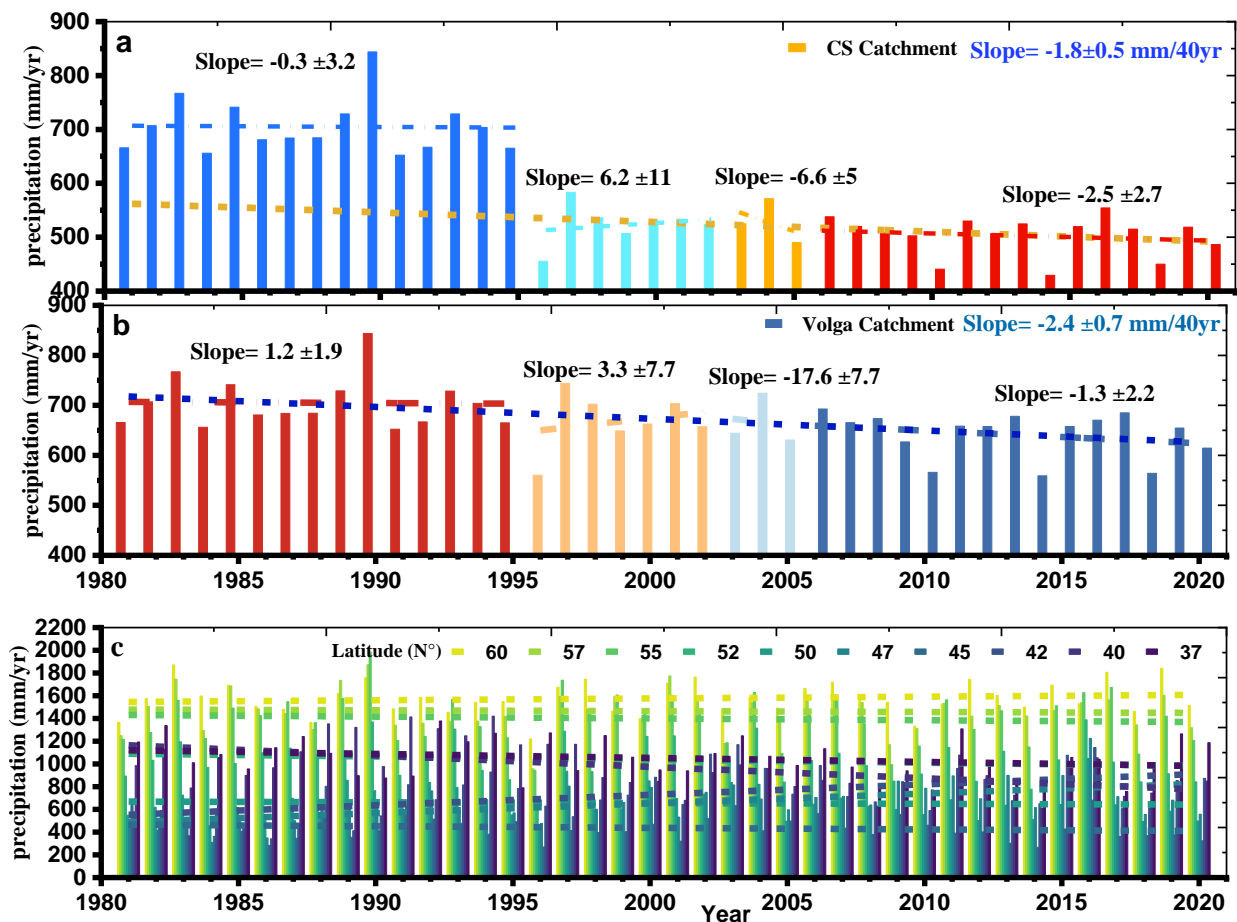


Fig. 4- Mean precipitation in the whole CS catchment (a) and in Volga catchment (b), and mean precipitation in latitude 60° to 37° N of the CS catchment between 1981-2020 (c)

شکل ۴- میانگین بارش در کل حوضه آبخیز CS (a)، در حوضه آبخیز ولگا (b)، و میانگین بارش بین عرض‌های (N60 to 37) حوضه آبخیز CS بین سالهای ۱۹۸۱-۲۰۲۰ (c)

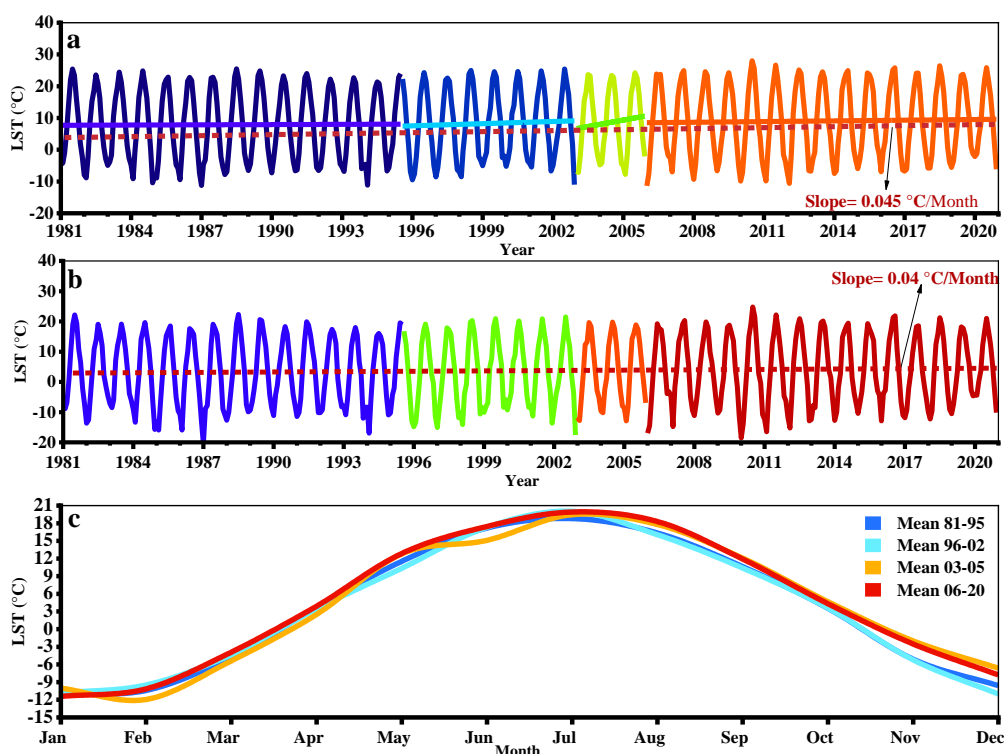
۲۰۲۰ نشان می‌دهد (شکل ۷-ا). در سال‌های ۱۹۸۶، ۱۹۹۲، ۱۹۹۶، ۲۰۰۳، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۴ SST در پایین‌ترین میزان و سال‌های ۱۹۸۱، ۱۹۹۱، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۷ در بالاترین میزان طی دوره مورد مطالعه بود. نتایج بدست آمده نشان داد، شرایط SST متأثر از عرض جغرافیایی و شرایط توپوگرافی است که سبب شده بخش کاسپین جنوبی میزان دمای بیشتری نسبت به کاسپین شمالی داشته باشد. همچنین سواحل شرقی نسبت به سواحل غربی و نوار میانی میزان متوسط دمای بالاتر و روند افزایشی بیشتری را در دوره مورد مطالعه نشان می‌دهد (شکل ۷-ب و ۷-ج). این تغییرات دمایی بیشتر در سواحل جنوب شرقی کاسپین است که می‌تواند متأثر از شرایط آب و هوای کشور ترکمنستان باشد.

گرچه در دوره زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵ نیمه اول سال از دوره‌های دیگر سردتر مشاهده شده است، اما روند افزایش دما از ماه جولای تا پایان دسامبر رخ داده است. همچنین تغییرات دمای سطح حوضه آبخیز برای چهار دوره زمانی که تغییرات تراز CSL تجربه کرده، حاکی از شیب بیشتر دما از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۲ و دوره زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵ است (شکل ۵-ا). این اختلاف می‌تواند متأثر از داده‌های بیشتر در هر دوره زمانی باشد.

#### ۳-۴- روند دمای سطح آب CS

نتایج اندازه‌گیری در هر دو روش بررسی تغییرات SST، متوسط سالانه SST را با شیب افزایشی ( $0.3^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ ) بین سال‌های ۱۹۸۱ تا دسامبر





**Fig. 5-** Time series of LST change in the entire CS catchment (a) and in Volga basin (b), as well as the average monthly temperature in the four periods of 1981-1995, 1996-2002, 2003-2005, and 2006-2020 in the Volga basin (c).

شکل ۵- روند تغییرات دمای سطح کل حوضه CS (a) و شمال حوضه ولگا (b)، همچنین متوسط دمای ماهانه در چهار دوره زمانی ۱۹۹۵-۱۹۸۱، ۲۰۰۲-۱۹۹۶، ۲۰۰۵-۲۰۰۳، ۲۰۲۰-۲۰۰۶ در شمال حوضه آبخیز ولگا (c)

۴-۴- روند دبی آب رودخانه‌هایی که به CS می‌ریزند  
روند دبی رودخانه ولگا از ۱۸۷۹/۱/۱ تا ۲۰۱۰/۱۲/۱ در شکل ۸-۸ نشان داده شده است. دبی این رودخانه از سال ۱۹۲۵ تا ۱۹۸۰ با کاهش زیادی روبرو بود که با تغییرات تراز آب CS رابطه مستقیمی نشان می‌دهد. متوسط دبی رودخانه ولگا در سال ۱۹۸۲ برابر با  $71.03 \text{ m}^3/\text{s}/\text{yr}$  بود. طبق داده‌های خدمات آب و هواشناسی برای دهه ۱۹۲۰ برابر  $8664 \text{ m}^3/\text{s}/\text{Decade}$  و در دهه ۱۹۵۰ با  $7501 \text{ m}^3/\text{s}/\text{Decade}$  بود که در این دوره حدود ۱۹٪ دبی رودخانه ولگا کاهش یافته است. این مسأله می‌تواند ناشی از احداث سدهای زیادی بویژه در حوضه ولگا با ظرفیت حدود  $223 \text{ km}^3$  باشد (Akbari et al., 2020). مطالعات (Georgievsky & Shiklomanov, 1994) نیز ارتباط معنی‌دار بین کاهش CSL و افزایش حجم مخازن سدها را قبل از دهه ۱۹۸۰ در حوضه آبخیز کاسپین نشان داده است. همچنین، در دهه ۱۹۸۰ تا ۱۹۸۹ با  $(8163 \text{ m}^3/\text{s}/\text{Decade})$ ، دهه ۱۹۹۰ تا ۱۹۹۹ با  $(8454 \text{ m}^3/\text{s}/\text{Decade})$  و در دهه ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ با  $(7924 \text{ m}^3/\text{s}/\text{Decade})$  مشاهده شد که بیانگر کاهش ۷٪ نسبت به دو دهه ۹۰ و ۸۰

روند تغییرات دما حاکی از افزایش بیشتر SST در کاسپین میانی با شیب  $(0.04 \text{ }^\circ\text{C}/\text{yr})$  است (شکل ۷-۷). این افزایش دما در کاسپین میانی در مطالعه Abdolazim & Gholamreza (2017) تأیید شده است. متوسط دمای مشاهده شده با توجه به دوره‌های کاهش و افزایش تراز آب CS و همچنین متوسط کل دوره مورد مطالعه (۱۹۸۱-۲۰۲۰) در شکل ۶ نشان داده شده است. متوسط دما در دوره ۱۹۹۵-۱۹۸۱ (دوره تراز مثبت آب) حدود  $14/8 \text{ }^\circ\text{C}$ ، دوره ۱۹۹۶-۲۰۰۲ حدود  $15/7 \text{ }^\circ\text{C}$ ، دوره ۲۰۰۳-۲۰۰۵ حدود  $15/8 \text{ }^\circ\text{C}$  و در دوره زمانی ۲۰۰۶-۲۰۰۲ (دوره تراز منفی آب دریا) حدود  $15/9 \text{ }^\circ\text{C}$  مشاهده شد، که بیانگر افزایش حدود  $1/1 \text{ }^\circ\text{C}$  و همچنین گسترش افزایش دما به کاسپین میانی می‌باشد که حاکی از تغییر وسیعی در رژیم دمایی این دریا است (شکل ۶). این افزایش دما می‌تواند متأثر از افزایش دمای کره زمین باشد. گرچه بعضی مطالعات همبستگی این تغییرات را به فازهای شاخص نوسانات جنوبی (النینو) و نوسانات اطلس شمالی (ناو) می‌دانند (Ginzburg et al., 2008).

به ترتیب عبارتند از گرگان رود با  $100 \text{ m}^3/\text{s}/\text{yr}$ ، سفید رود  $73 \text{ m}^3/\text{s}/\text{yr}$  بود که تنها رودخانه ارس شیب افزایشی  $0.02 \text{ m}^3/\text{s}/\text{yr}$  داشته است (شکل ۸-ب و ۸-ا). این نتایج می‌تواند بیانگر یکی از عوامل اصلی در تغییرات CSL باشد. بنابراین، دبی رودخانه بویژه رودخانه ولگا مستقیماً تغییرات هیدرولوژیکی در حوزه‌های وسیع این دریا را کنترل می‌کند. این نتایج در مطالعات (Arpe et al., 2000, 2012; Arpe et al., 2011; Arpe & Leroy, 2007; Ozyavas et al., 2010; Roshan et al., 2012) نیز اثبات شده است.

است. بیشترین میزان افت رواناب رودخانه ولگا با حدود ۳۰٪ کاهش بین دهه ۱۸۸۰ ( $93.09 \text{ m}^3/\text{s}/\text{Decade}$ ) نسبت به دهه ۱۹۷۰ ( $72.19 \text{ m}^3/\text{s}/\text{Decade}$ ) مشاهده شد. با این حال، با توجه به نوسانات سال به سال شرایط آب و هوایی در حوضه‌های مختلف رودخانه، درصد واقعی سهم ولگا نوسان‌های مختلف در پی دارد.

به طور کلی، از سال ۱۸۷۹ تا ۲۰۱۰ دبی رودخانه ولگا شیب کاهشی  $574/4 \text{ m}^3/\text{s}/\text{yr}$  را تجربه کرد (شکل ۸-ج). گرچه اطلاعات زیادی از سایر رودخانه‌های مورد ارزیابی در این تحقیق وجود نداشت، اما تمام داده‌های در دسترس بیانگر شیب کاهشی دبی این رودخانه‌ها بودند که

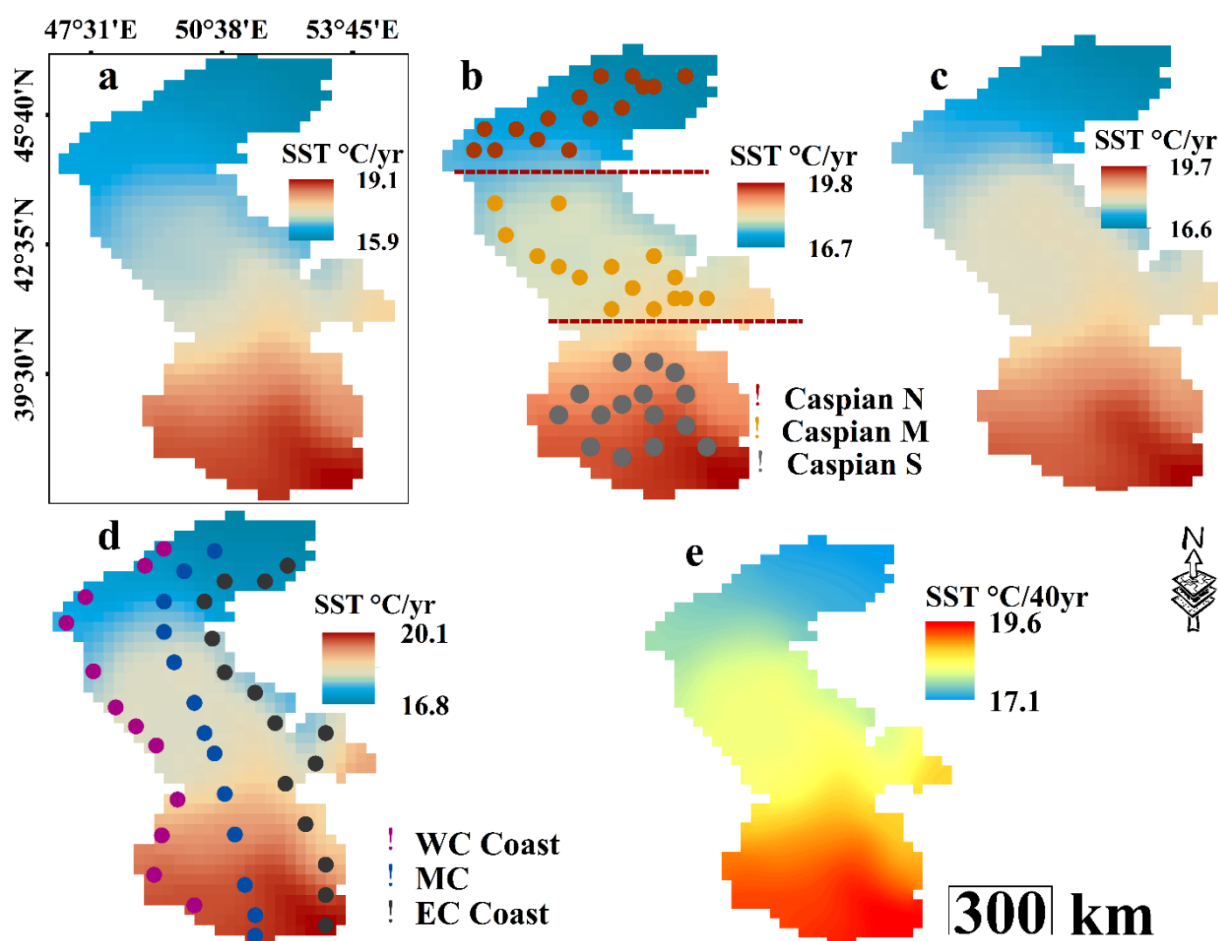


Fig. 6- Spatial distribution of mean SST for the periods of 1981-1995 (a), 1996-2002 (b), 2003-2005 (c), 2006-2020 (d), and 1981-2020 (e)

شکل ۶- متوسط SST در دوره‌های زمانی (a) ۱۹۸۱-۱۹۹۵، (b) ۱۹۹۶-۲۰۰۲، (c) ۲۰۰۳-۲۰۰۵، (d) ۲۰۰۶-۲۰۲۰، (e) همچنین متوسط کل دوره زمانی ۱۹۸۱-۲۰۲۰

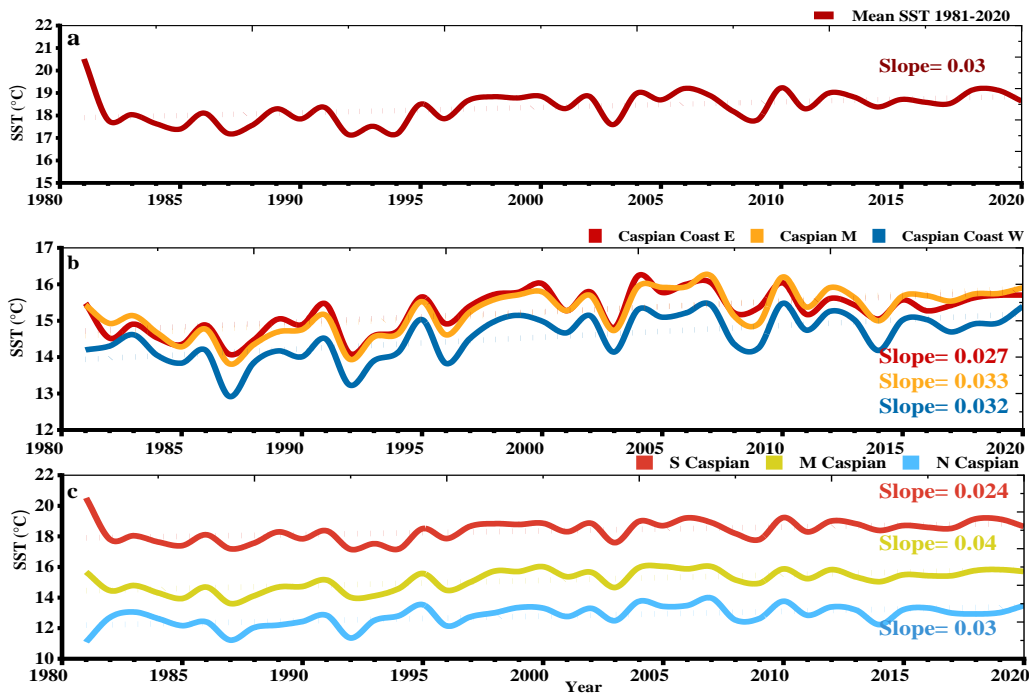


Fig. 7- Time series of mean SST in the whole CS (1981-2020) (a) and based on ROIs selected from east coast or E, west coast or W, and middle strip or M (b), and the SST change in north, middle, and south of CS (c)

شکل ۷- متوسط روند تغییرات SST کل دریای کاسپین بین سال‌های ۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰ (a)، روند تغییرات SST بر اساس ROI انتخاب شده از سواحل شرقی E، سواحل غربی W و نوار میانی M (b)، روند تغییرات دما در بخش شمالی، میانی و جنوبی دریای کاسپین (c)

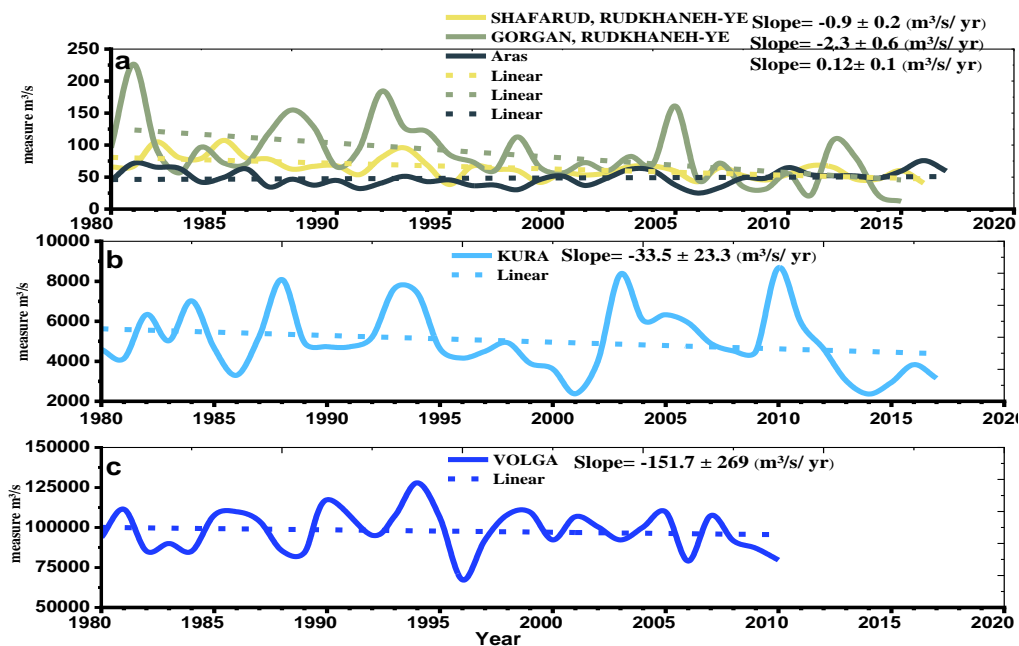


Fig. 8- Time series of the discharge of rivers flowing into CS; Sefidrud, Gorgan and Araz (a), Kura (b), Volga River (c)

شکل ۸- روند تغییرات دبی رودخانه‌هایی که به CS می‌ریزند، رودخانه‌های سفیدرود، گرگان‌رود و ارس (a)، کورا (b)، ولگا (c)

#### ۴-۵- روند بیلان آب CS محاسبه شده از داده‌های ERA5-Land

تغییرات روزانه بیلان آب CS با استفاده از شار E, P و شار R از طریق تصاویر روزانه ERA5-Land بدست آمده است و نرخ روند پارامترهای تأثیرگذار بر تغییرات CSL، در یک دوره ۴۰ ساله (۱۹۸۱-۲۰۲۰) بررسی شد. شکل ۹ روند سه پارامتر (P, E, R) را نشان می‌دهد. از سال ۱۹۸۱ تا جولای ۱۹۹۵ روند افزایشی بارش و رواناب به صورت نرمال مشاهده شد. این شیب تغییرات در دوره زمانی آگوست ۱۹۹۵ تا دسامبر ۲۰۰۲ نسبت به سال‌های ۱۹۸۱ تا ۱۹۹۵ کمتر بوده است. بیشترین شیب تغییرات در کل حوضه آبخیز CS در سال‌های ۲۰۰۶ تا دسامبر ۲۰۲۰ برای هر سه پارامتر مشاهده شد. تغییرات بارش، رواناب و تبخیر در سطح کل حوضه حاکی از بیشترین تغییرات در بخش‌های شرق و شمال حوضه CS است. این تغییرات که در میزان بیلان آب و همچنین تبخیر تأثیر بسزایی داشته، در شکل ۱۰ قابل مشاهده است. نرخ بیلان حوضه CS در بخش جنوبی نسبت به سواحل شرقی و بخش‌های شمالی حوضه طی دهه ۲۰۱۰-۲۰۲۰ تغییرات مثبتی نسبت به دهه ۱۹۸۰ نشان می‌دهد. در این تحقیق میزان تبخیر با توجه به اینکه یک شار خروجی به شمار می‌رود با مقادیر منفی نشان داده می‌شود که هر چه به سمت مقدار مثبت سوق پیدا کند بیانگر میزان تبخیر کمتر در سطح حوضه است.

همانطور که در شکل ۱۰ نشان داده شده است، در دوره‌های زمانی ۱۹۹۵-۱۹۸۱، ۲۰۰۲-۱۹۹۶، ۲۰۰۵-۲۰۰۳ و ۲۰۲۰-۲۰۰۶ به ترتیب متوسط بارش ۵۰۳، ۵۲۸/۹، ۵۲۳، ۵۵۲/۸ میلی‌متر (شکل ۹-a)، رواناب ۸۲/۵، ۹۵، ۹۲/۷، ۱۳۶ میلی‌متر (شکل ۱۰-b) و تبخیر ۴۷۶، ۴۸۰، ۴۶۵، ۴۶۶/۶ میلی‌متر بدست آمد (شکل ۱۰-c). این تغییرات نشان می‌دهد، بارش در دوره تراز منفی اول (۱۹۹۶-۲۰۰۲) ۳/۴٪، دوره تراز دوم (۲۰۰۳-۲۰۰۵) ۴/۴٪ و در دوره تراز منفی سوم (۲۰۲۰-۲۰۰۶) ۹/۱٪ نسبت به تراز مثبت دوره (۱۹۸۱-۱۹۹۵) کاهش یافته و رواناب حدود ۳۲٪، ۳۰٪ و ۴۰٪ در دوره‌های تراز ذکر شده کاهش یافته است. اما تبخیر از ۰/۴٪ به ۲/۸٪ و ۲/۱٪ در دوره‌های زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰ افزایش یافته است.

روند بارش در سطح حوضه آبخیز CS نشان می‌دهد، در نوار ساحلی CS، طی سال‌های اخیر پراکندگی بارندگی در استان‌های گیلان متمرکزتر شده است. در صورتی که در دهه ۱۹۸۰ میانگین بارش ماهانه بیش از ۶۰ میلی‌متر در نوار جنوبی این دریا از بخش‌های غربی تا شرق CS پراکندگی بیشتری دارد. این تغییرات با خشکسالی‌های دهه اخیر در کشور ایران منطبق است. تغییرات مشاهده شده در میزان رواناب کلی حوضه CS به خوبی در کشورهای آذربایجان و نوار سواحل جنوبی مشاهده می‌شود.

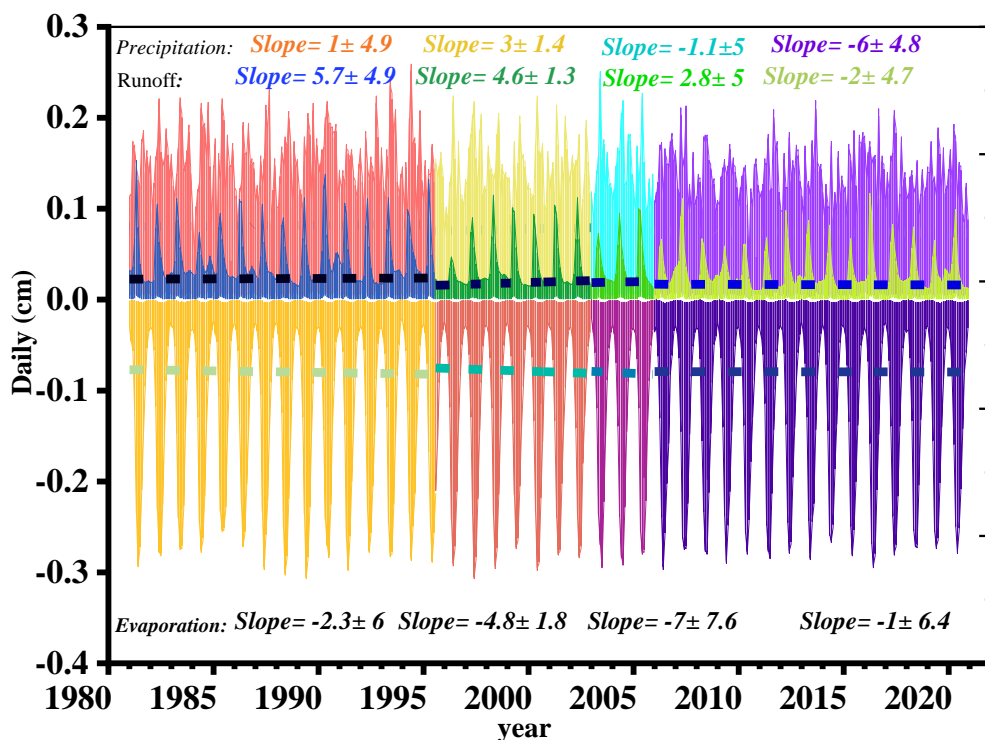
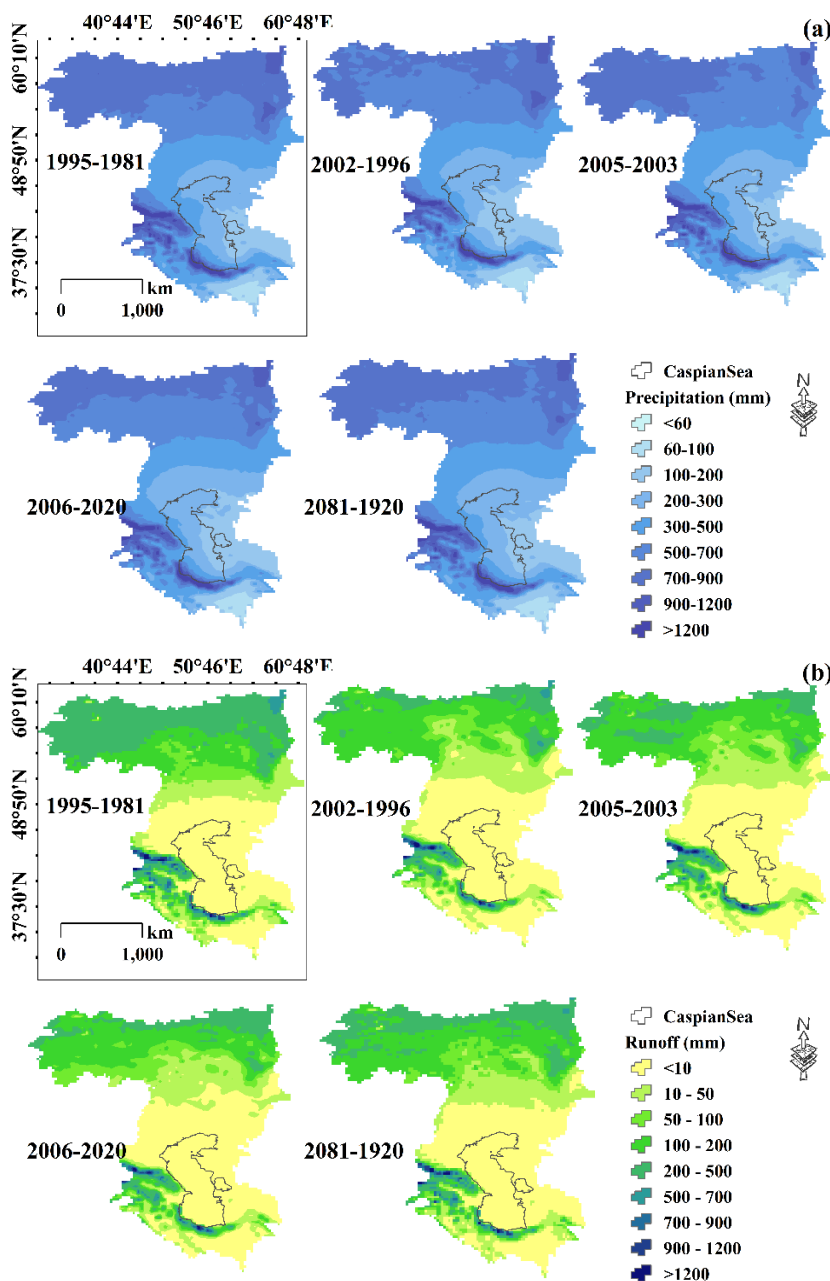


Fig. 9- Daily change in precipitation, evaporation, and runoff in the CS catchment (1981-2020)  
 شکل ۹- تغییرات روزانه بارش، تبخیر و رواناب حوضه آبخیز CS در دوره زمانی ۱۹۸۱-۲۰۲۰

تبخیر در دوره‌های زمانی مختلف در شکل ۱۰-۱۰c نشان داده شده است. (2020) Nandini weiss et al. پیش‌بینی کردند میزان تبخیر در CS تا پایان قرن بیست و یکم حدود ۱۵-۲۰٪ افزایش یابد. این افزایش تبخیر برای دریاچه‌های بزرگ جهان ۱۶٪ برآورد شده است (Wang et al., 2018).

به ترتیب در سال‌های ۱۹۸۱ و ۲۰۲۰ متوسط رواناب از ۳/۸ به ۳/۲ سانتی‌متر در سال، تبخیر از ۳/۹- به ۱۹/۳- و بارش ۱۴/۲ به ۱۶/۸ mm/Month تغییر یافته است. این نتایج بیانگر کاهش ۰/۶ رواناب، افزایش ۲/۶ mm بارش و افزایش ۱۵ mm تبخیر در سال ۲۰۲۰ نسبت به ۱۹۸۱ در بلند مدت است. تغییرات بالای تبخیر CS می‌تواند واکنشی به افزایش دمای هوا و سطح زمین نیز باشد. متوسط



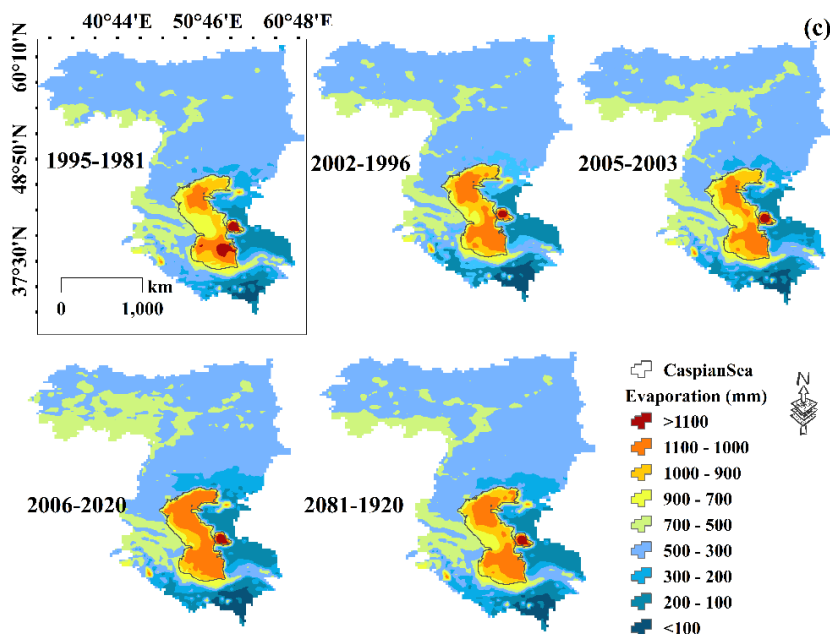


Fig. 10- Spatial distribution of mean precipitation (a), runoff (b), and evaporation (c), in different periods  
 شکل ۱۰- متوسط بارش (a)، رواناب (b) و تبخیر (c) در دوره‌های زمانی مختلف

#### ۴-۶- تغییرات تراز آب CS

دامنه تغییرات سطح تراز آب CS با توجه به نتایج رسوب شناسی در سال ۹۱۵ در ارتفاع (m)  $(-۱۷/۴)$  (Fatehian et al., 2018); اما در تاریخ  $۲۰۲۰/۱۲/۳۰$  بدست آمده از طریق تصاویر سنجنش از دور (در این تحقیق) در ارتفاع (m)  $(-۲۷/۷۸)$  قرار داشت. این نتایج حاکی از تغییرات (۱۰/۵) متری CSL در ۱۱۰۵ سال اخیر است. روند زمانی CSL بین سال‌های ۱۸۳۰ تا ۱۹۷۷ (۱۴۷ سال) کاهش  $۳/۲۰$  m داشته است که از سال ۱۹۳۰ بیشترین شیب کاهشی را تجربه کرد، اما از سال ۱۹۷۸ تا ۱۹۹۵ (۱۸ سال) با افزایش  $۳/۳۰$  m شرایط مناسبی داشته است. با این حال، روند کاهشی از جولای ۱۹۹۵ تا دسامبر ۲۰۲۰ (۲۵ سال) بیش از ۲ m مشاهده شده است (شکل ۱۱-a و ۱۱-b). این افت شدید با توجه به پدیده تغییر اقلیم و افزایش فعالیت‌های انسانی می‌تواند نگران کننده‌تر از گذشته باشد. در بین سال‌های ۲۰۰۳ تا دسامبر ۲۰۰۵ روند افزایشی کوتاه مدت را نیز تجربه کرده است. بیلان رودخانه ولگا در دهه ۱۹۵۰ نسبت به دهه ۱۹۳۰ (کاهش  $۱۵/۱\%$ ) کاهش داشته که نشان می‌دهد با افت تراز آب CS از  $۲۶/۶$  - به  $۲۸$  - (حدود  $۲/۶$  -) رابطه مستقیمی دارد. این کاهش دبی ولگا در دهه ۱۹۶۰ نسبت به دهه ۱۹۵۰ (کاهش  $۲/۲\%$ ) و دهه ۱۹۷۰ نسبت به دهه ۱۹۶۰ (کاهش  $۱/۲\%$ ) کاهش داشته است. همچنین در دهه ۱۹۸۰ افزایش (۱۳٪) را تجربه کرده که می‌تواند از عمده دلایل افزایش حدود ۳ متر CSL در دهه ۱۹۸۰ باشد.

#### ۵- بحث

سه پارامتر مهم بارش، رواناب و تبخیر از عوامل اصلی در کنترل تغییرات آبهای دریاهای محصور به شمار می‌روند. گرچه پارامترهای دیگری همچون جریانات جوی، جهت بادها و سیکلون‌های دریایی، شار تابشی حرارتی محسوس و نهان<sup>۱۵</sup> نیز بر تغییرات سطح آب دریاهای محصور تأثیر بسزایی دارند. از جمله دلایل تغییرات سطح آب CS که در طول تاریخ مشاهده شده است، تغییرات آب و هوایی موثر بر حوضه آبخیز آن گزارش شده است (Arpe et al., 2000; Arpe et al., 2011; Arpe & Leroy, 2007). عوامل انسانی از جمله ساخت مخازن آب روی رودخانه ولگا پس از دهه ۱۹۴۰ (Ibrayev et al., 2010) و دیگر رودخانه‌های که منبع بیلان آب CS به شمار می‌روند، از دیگر عوامل مهم این تغییرات هستند.

#### ۵-۱- مقایسه بیلان آبی محاسبه شده از داده‌های ERA5-Land و CSL داده‌های آلتیمتری

برآورد بیلان آبی حوضه CS و تغییرات CSL با نتایج بدست آمده بین سال‌های ۱۹۸۱ تا دسامبر ۲۰۲۰ مورد ارزیابی قرار گرفت. شیب روند تغییر بیلان آب حوضه CS در طی دوره زمانی ۱۹۸۱-۲۰۲۰ حدود  $۱/۲$  cm/Day - بدست آمد که با شیب تغییرات CSL محاسبه شده از داده‌های آلتیمتری  $۱/۱$  cm/Day - در بلند مدت بسیار نزدیک است (شکل ۱۱-a). با توجه به پیک‌های مختلف CSL نشان می‌دهد بین

گوسین در شکل ۱۲، a نشان داده شده است نیز بیانگر ارتباط مستقیم سه شار مهم بارش، رواناب و تبخیر با تغییرات CSL در دراز مدت است. پیک افزایشی تغییرات CSL در سال‌های ۱۹۹۶-۱۹۹۴ رخ داد. سپس، در سال ۲۰۰۶ شیب کاهشی شدیدی مشاهده شد که می‌تواند متأثر از دوره‌های خشکسالی بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ به عنوان یکی از دوره‌های مهم خشکسالی در حوضه کاسپین نیز باشد. در این دوره متوسط SST نسبت به سال‌های دیگر افزایش بیشتری داشته است (شکل ۷-a).

#### ۵-۲- برآورد تأثیرگذاری پارامترهای بارش، تبخیر و رواناب در بیلان آبی CS

نرخ تأثیرگذاری هر سه پارامتر بارش، تبخیر و رواناب به صورت جداگانه و در دوره‌های زمانی مختلف با توجه به پیک‌های CSL محاسبه شد (جدول ۲). با توجه به نتایج بدست آمده نشان می‌دهد در دوره اول که شاهد تراز مثبت بیلان آبی CS هستیم بیشترین تأثیر با ۴۹/۷٪ مربوط به بارش و کمترین میزان با ۱۲/۸٪ برای رواناب حوضه آبخیز بدست آمد (جدول ۲). در دوره کاهشی تراز آبی بارش (بارش ۵۰/۴٪، تبخیر ۳۹/۳٪ و رواناب ۱۰/۳٪)، دوره ۲۰۰۳-۲۰۰۵ (بارش ۴۹/۶٪، تبخیر ۳۹/۵٪ و رواناب ۱۰/۹٪) و دوره ۲۰۰۶-۲۰۲۰ (بارش ۴۹٪، تبخیر ۴۱٪ و رواناب ۱۰٪) بود (جدول ۲). این نتایج نشان می‌دهد. هرچه میزان تبخیر افزایش یافته، به نسبت از میزان رواناب در سطح حوضه آبخیز کاسته شده است که طی دوره زمانی ۲۰۲۰-۲۰۰۶ بیشترین میزان تبخیر و کمترین میزان بارش و رواناب نسبت به سه دوره زمانی دیگر می‌تواند از جمله دلایل تأثیرگذار تبخیر در کاهش تراز بیلان آبی CS باشد. شکل ۱۰-۱۱ گسترش تغییرات تبخیر در سطح کل حوضه را در هر چهار دوره تراز نشان می‌دهد. تغییرات افزایشی تبخیر در کل حوضه و همچنین سطح CS با روند افزایشی دمای سطح حوضه آبخیز بویژه بخش‌های شمالی حوضه ولگا ارتباط مستقیمی نشان می‌دهد.

سه پارامتر بارش، تبخیر و رواناب در بعضی دوره‌ها همبستگی مثبتی وجود دارد. تغییرات زمانی بر اساس نتایج بدست آمده چهار روند متفاوت را نشان می‌دهد که دو روند کوتاه بین سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۲ جایی که سطح تراز به ترتیب در ارتفاع (۲۵/۸۵- و ۲۶/۷۴-) قرار داشت و بیانگر کاهش ۸۹ cm بود و دوره افزایشی کوتاه بین سال‌های ۲۰۰۳ تا جولای ۲۰۰۵ (از تراز ۲۶/۷۴- به ۲۶/۱-) که حدود ۶۴ cm افزایش داشته است (شکل ۴). اما از آگوست ۲۰۰۵ تا دسامبر ۲۰۲۰ (از تراز ۲۶/۱۲- به ۲۷/۸۴-) ۱/۷۲ m سطح آب CS کاهش یافته است (شکل ۱۱-b). تنها بین مارس ۱۹۸۱ تا جولای ۱۹۹۵ CSL با شیب (۴ cm/Day+) در حال افزایش بود.

دوره زمانی ۲۰۰۳ تا پایان سال ۲۰۰۵ (۵/۶ cm/Day) با روند مثبت تراز CS مطابق است. اما از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۲۰ شیب تغییرات CSL بسیار شدیدتر از تغییرات بیلان آبی بدست آمده در این تحقیق مشاهده شد (شکل ۱۱-b). این نتایج نشان می‌دهد بیلان آب بین سال‌های ۱۹۸۱ تا ۱۹۹۵ و ۲۰۰۳ تا جولای ۲۰۰۵ سبب تراز مثبت آب CS شده است. اما از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۲ با شیب (۱/۳ cm/Day) و از سال ۲۰۰۶ تا دسامبر ۲۰۲۰ نیز بیلان آب CS با ۵/۸ cm/Day افزایشی بود، در صورتی که شیب تغییرات CSL (۲/۴ cm/Day-) کاهشی است (شکل ۱۱-b). این نتایج بیانگر عوامل تأثیرگذار دیگری در شدت کاهش تراز آبی در دوره زمانی ۲۰۰۶ تا دسامبر ۲۰۲۰ به جز سه پارامتر بارش، تبخیر و رواناب است که کاهش دبی رودخانه‌ها طی سال‌های اخیر بویژه رودخانه ولگا با کاهش ۷٪ طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ از جمله این عوامل به شمار می‌رود.

متوسط سالانه بیلان آبی در دوره زمانی ۱۹۸۱ تا ۱۹۹۵ ۲۰ cm/yr بوده که به نسبت دوره زمانی ۱۹۹۶ تا دسامبر ۲۰۲۰ با متوسط ۱۴ cm/yr حدود ۶- تراز آبی CS کاهش پیدا کرده است. نتایج همسو در تحقیق (Chen et al., 2017) که از طریق رواناب رودخانه ولگا در دوره زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۵ محاسبه شد، حاکی از کاهش ۶- تا سال ۲۰۱۵ است. پیک افزایش تغییرات CSL که با استفاده از فیلتر

Table 2- Influence rate of atmospheric parameters on the water level of CS in different periods

جدول ۲- نرخ تأثیر پارامترهای جوی بر بیلان CS در دوره‌های زمانی مختلف			
Period	Precipitation	Evaporation	Runoff
1981/1/1-1995/7/30	49.7%	37.5%	12.8%
1995/8/1-2002/12/30	50.4%	39.3%	10.3%
2003/1/1-2005/12/30	49.6%	39.5%	10.9%
2006/1/1-2020/12/30	49%	41%	10%
1981/1/1-2020/12/30	49.7%	39.3%	11%

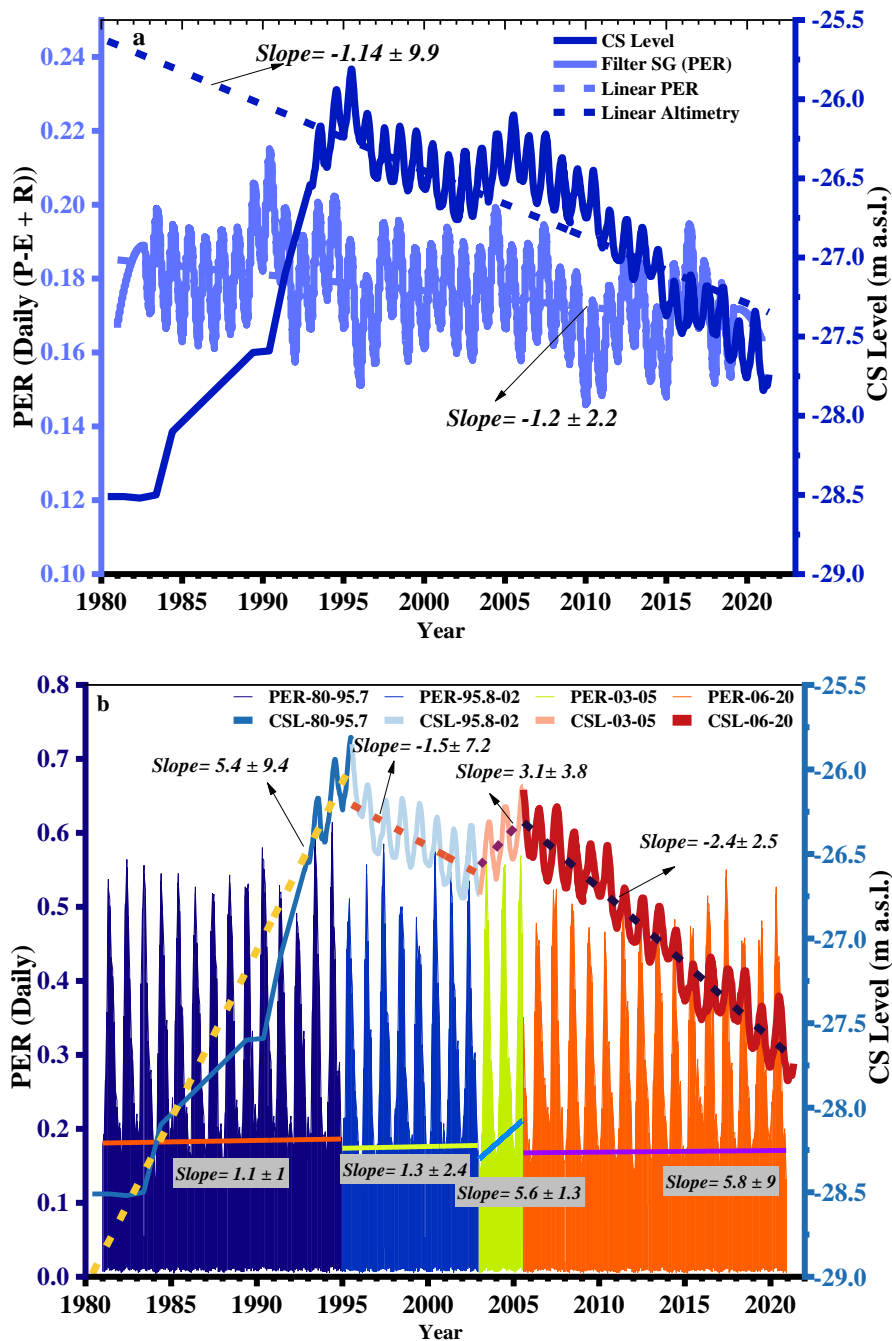
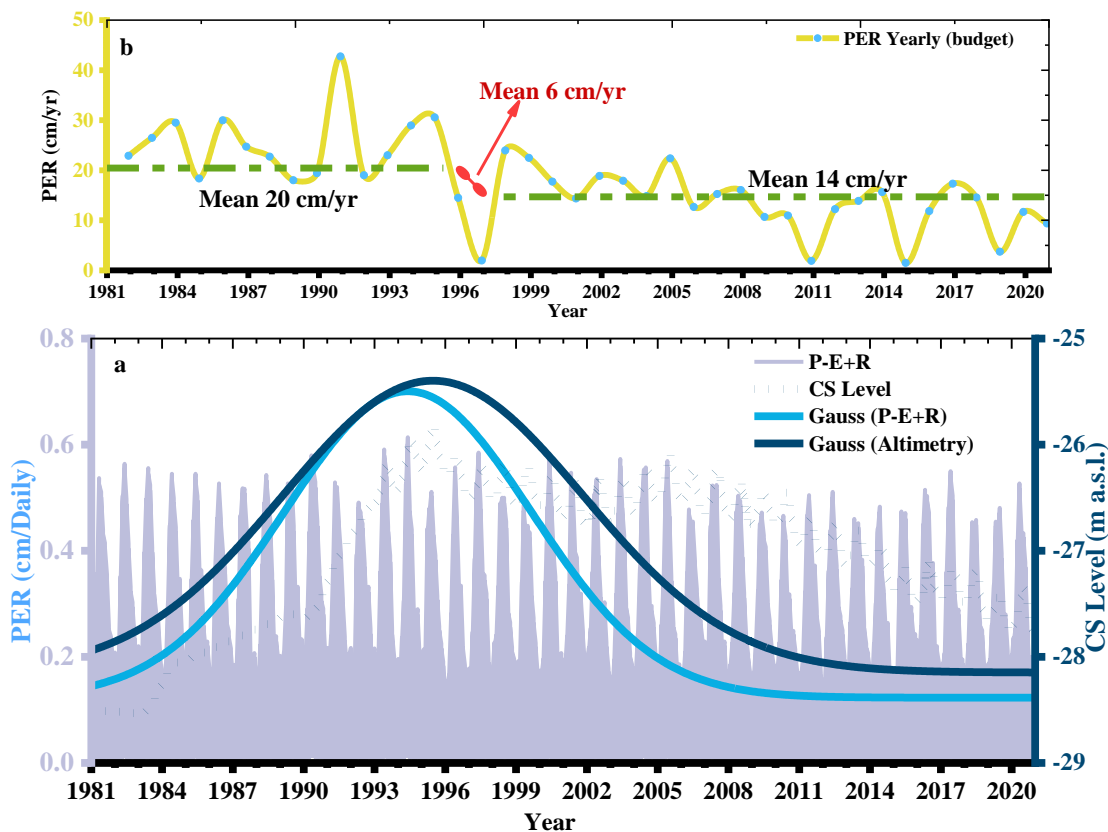


Fig. 11- The CSL change and water balance change smoothed by Savitzky-Golay filter in the whole surface of CS catchment (a), and the CSL trend and daily ((P-E)+R) budget in CS catchment in period of 1981-2020 (b)

شکل ۱۱- روند تغییرات CSL و بیلان آب که به فیلتر Savitzky-Golay هموار شده در سطح کل حوضه آبخیز CS (a)، تفکیک تغییرات CSL و بیلان آب بین سال‌های ۱۹۸۱-۲۰۲۰ (b)





**Fig. 12-** The daily budget in CS catchment calculated from altimetry data and equation  $(P-E)+R$  from ERA5-Land data(a), and annual budget in CS catchment from 1981-2020. Peak changes are shown using a Gaussian filter

شکل ۱۲- بیان روزانه حوضه آبخیز CS تهیه شده از داده های آلتیمتری و معادله  $(P-E)+R$  از داده های ERA5-Land (a) و سالانه (b)، از سال ۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰. پیک تغییرات با استفاده از فیلتر گوسینی نشان داده شده است

۱۹۹۸ قابل مشاهده است (شکل ۱۳). بین تغییرات بارشی در کل حوضه آبخیز CS با CSL رابطه معنی داری وجود دارد که پیک بارندگی در سال ۱۹۹۵ دو دوره تراز مثبت (۱۹۹۵-۱۹۸۱) و تراز منفی (۲۰۲۰-۱۹۹۶) را به خوبی در بلند مدت نشان می دهد (شکل ۱۳). گرچه متوسط بلند مدت کل بارش حوضه با شیب  $-0.02 \text{ mm/yr}$  بین ۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰ کاهش یافته بود، اما چون این بارش ها پس از تبدیل به رواناب می تواند در مناطق مختلف همچون حوضه های آبخیز رودخانه هایی شامل ولگا، اورال، ارس، کورا، سفیدرود، اترک، گرگان رود و دیگر رودخانه های فصلی، با موانع مهمی همچون سدهای احداثی روبرو شوند، نمی توان برآورد دقیقی از آورد این رودخانه ها ارائه کرد. افت شدید رواناب در دوره های مختلف و بویژه از سال ۲۰۰۲ تا پایان سال ۲۰۲۰ نیز می تواند از جمله این دلایل در سطح حوضه آبخیز باشد (شکل ۱۰، b). با این حال مطالعات گذشته (Shirvani, 2017; Shirvani et al., 2020) بین سال های (۱۹۵۱ تا ۲۰۱۶) نیز حاکی از کمترین تغییر بارش سالانه در بخش جنوبی

از جمله تأثیرات منفی بر تغییرات CSL طی مطالعات اخیر حاکی از افزایش SST و تبخیر دریا است (Shirvani et al., 2020)، که با توجه به نتایج بدست آمده در این تحقیق، شروع افزایش دمای سطح CS نسبت به تغییرات تبخیر در سطح کل حوضه حدود یک دهه زودتر مشاهده می شود (شکل ۱۳). این تغییرات می تواند پاسخی به افزایش دمای سطح زمین حدود  $1/4 \text{ }^\circ\text{C/yr}$  باشد. مهمترین پیک تغییرات CSL با SST در سال ۱۹۹۵ (در طول دوره زمانی ۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰) رخ داده است. در شکل ۱۳، پیک های چهار پارامتر بارش، رواناب، تبخیر و تغییرات SST از طریق فیلتر گوسینی ارائه شده است. بین سال های ۱۹۸۲ تا ۲۰۲۰ متوسط افزایش SST بیش از  $1/5 \text{ }^\circ\text{C}$  بود. در مطالعه (Shirvani et al., 2020) نتایج همسو که تا سال ۲۰۱۶ بدست آمد، با حدود  $1/2 \text{ }^\circ\text{C}$  نیز یافت شد. همچنین، پیک مشاهده شده از طریق رابطه گوسینی SST نشان می دهد، از یک حد افزایش دما در سال ۱۹۹۵ شیب کاهش CSL بسیار معنی دار است. این افزایش دمای CS در نهایت افزایش تبخیر را در پی داشته که از سال

افزایش SST در سواحل شرقی یکی از تأثیرگذارترین تغییرات CSL به شمار می‌رود. این افزایش دما در شمال حوضه آبخیز CS می‌تواند افزایش ذوب برف را به دنبال داشته باشد. روند افزایش SST، افزایش تبخیر در بخش‌های شمالی و نوار شرقی CS را نیز در پی داشته که طی دهه ۲۰۱۰ تا ۲۰۲۰ نسبت به دهه ۱۹۸۱ تا ۱۹۸۹ محدوده بیشتری با تبخیر بیش از ۳۰ mm/month را ثبت کرده است. همچنین افزایش SST بین سال‌های ۱۹۹۶ تا پایان سال ۲۰۰۲ بیشترین همسوئی را با شیب کاهش تراز آبی CS در این دوره دارد. در صورتی که بیلان آبی کل حوضه مثبت است. گرچه، این دو عامل خود متأثر و پاسخی به افزایش دمای هوا و سطح زمین نیز هستند. تبخیر زیاد که با افزایش SST و در نتیجه افزایش دمای سطح زمین رخ می‌دهد به خودی خود تأثیر فوری بر CSL دارد، اما به نظر می‌رسد کاهش در میزان ورودی آب‌های حوضه رودخانه ولگا و اورال با افت غیرطبیعی CSL نیز مطابقت دارد. این تغییرات با کاهش شدید و حتی در بعضی از ماه‌های سال خشک شدن بعضی از رودخانه‌های فصلی که از کشورهای ایران و آذربایجان به CS می‌ریزند و افزایش دمای جهانی تشدید می‌شود.

CS یعنی ایستگاه‌های ساحلی بندرانزلی و بابلسر است. نتایج بدست آمده از پارامترهای دمای سطح، تبخیر در سطح حوضه و همچنین افزایش SST نیز بیانگر تأثیر بیشتر افزایش دما و تبخیر در حوضه آبخیز CS نسبت به بارش است.

نتایج بدست آمده حاکی از دو تغییر اساسی در دمای سطح CS واقع در نوار ساحل شرقی و نوار میانی با شیب افزایشی (۰/۰۳۳ °C/yr) و همچنین شیب افزایش دمایی (۰/۰۴ °C/yr) در بخش کاسپین میانی نسبت به بخش‌های کاسپین شمالی و جنوبی است. این تغییرات دمایی با توجه به ویژگی‌های گردش جوی تأثیرگذار بر روی CS که متأثر از سه شرایط اقلیمی مختلف هوای سرد ناشی از Arc-tic، توده‌های هوای معتدل مرطوب از اقیانوس اطلس، توده‌های هوای گرمسیر و نیمه گرمسیری ناشی از دریای سیاه و توده‌های هوای خشک قاره‌ای از شرق هستند (Molavi Arabshahi et al., 2016; Nandini-weiss et al., 2020)، بسیار پیچیده است. با توجه به افزایش SST مشاهده شده در سواحل شرقی و میانی (شکل ۷-b) و همچنین افزایش SST در بخش کاسپین جنوبی و میانی (شکل ۷-c)، نشان می‌دهد،

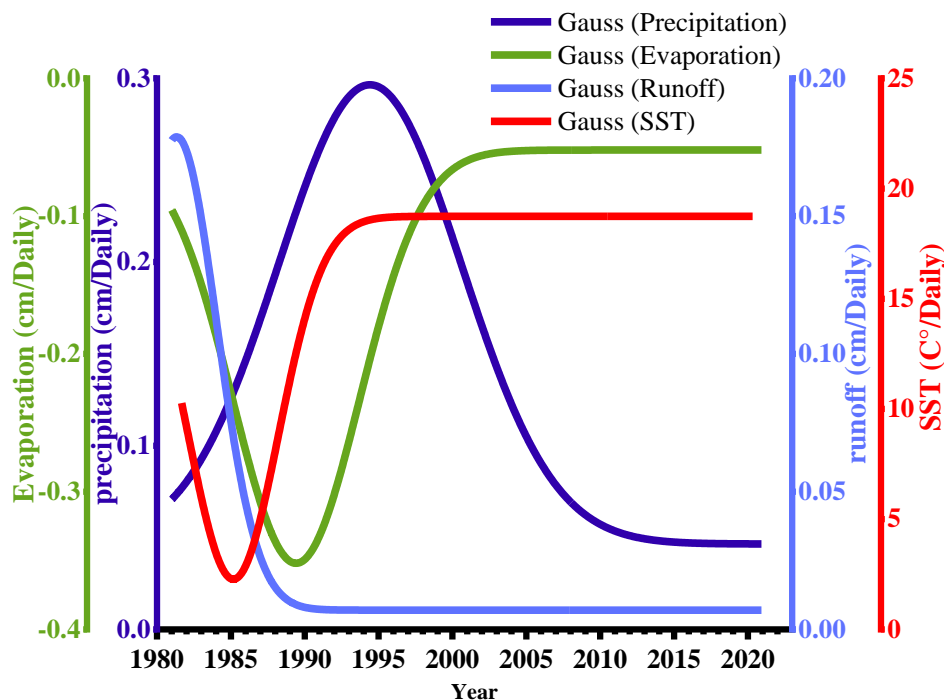


Fig. 13- The annual changes in runoff, precipitation, evaporation, and SST parameters smoothed by Gaussian filter

شکل ۱۳ - تغییرات پارامترهای رواناب، بارش، تبخیر و SST هموار شده با فیلتر گوسین

افت بارندگی بر روی حوضه آبخیز رودخانه ولگا و کاهش دبی ورودی آن به CS ارتباط مستقیمی با کاهش CSL دارد. این تأثیرپذیری در مطالعات گذشته بررسی شده است (Kakroodi, 2014b). با این حال، افت بارندگی بر روی حوضه آبخیز رودخانه ولگا منجر به افت فوری CSL نمی‌شود، چراکه عمده بیلان آبی کاسپین مربوط به رودخانه ولگا و متأثر از ذوب برف از شمال حوضه آبخیز است و برای رسیدن به CS چند ماه زمان نیاز دارد (Arpe et al., 2012). این تأخیر برای بارش‌های تند در تابستان ۱ تا ۳ ماه، اما برای کمبود بارش زمستانی بیشتر است. با این حال، فرایند تبخیر مستقیم از سطح CS (بدون در نظر گرفتن تبخیر در کل حوضه آبخیز) به عنوان عامل کاهش همزمان CSL از جولای تا سپتامبر از جمله دلایل اصلی ذکر شده است. چراکه تأثیر کاهش ورودی دبی رودخانه ولگا در CSL از کسری بارش در ماه‌های گرم سال رخ می‌دهد. به دلیل وجود چندین سد که بر جریان آب تأثیر می‌گذارد، این افت بارش تغییرات متفاوتی را طی سال‌های اخیر نیز داشته است.

تغییرات بیلان هیدرولوژیکی CS در همه رودخانه‌هایی که در شکل ۷ نشان داده شده کاهش یافته است. به طور کلی، شواهد محکمی در مورد همزمانی کاهش شدید سطح دریا با میزان ورودی دبی رودخانه‌هایی که به CS می‌ریزند مشاهده گردید. این تغییرات کاهش از سال ۱۹۲۵ تا سال ۱۹۸۰ برای رودخانه ولگا که بیش از ۸۰٪ آب CS از این رودخانه تأمین می‌شود، قابل مشاهده است (شکل ۷-۷). روند کاهش دبی رودخانه‌ای از سال ۱۹۳۰ تا ۲۰۱۷ برای رودخانه کورا با شیب  $-۴۳/۳ \text{ m}^3/\text{s}/\text{yr}$  مشخص شد. گرگان‌رود از دیگر رودخانه‌هایی است که گرچه دبی سالانه آن بین ۲۰۰ تا  $۳۰۰ \text{ m}^3/\text{s}/\text{yr}$  حجم آورد آب به CS دارد، اما این میزان پس از سال ۱۹۸۰ روند کاهشی داشته و در سال ۲۰۱۷ به پایین‌ترین میزان از  $-۵۰ \text{ m}^3/\text{s}/\text{yr}$  رسیده است (شکل ۸-۸). این نتایج نشان می‌دهد، اگر چه رودخانه ولگا کنترل‌کننده اصلی تراز آب CS به شمار می‌رود. اما سایر رودخانه‌هایی که به CS می‌ریزند، می‌توانند کاهش حداقلی را در تراز آب کاسپین ایجاد کنند.

تغییرات CSL با توجه به افزایش بهره‌برداری از آب CS توسط پنج کشور همسایه آن، افزایش سیاست احداث سدها بر روی رودخانه‌هایی که به CS می‌ریزند (همچون رودخانه‌های ولگا، اورال، کورا، ارس، گرگان‌رود، بابل رود و سفید رود) و افزایش گرمای جهانی که افزایش تبخیر و تعرق را در پی خواهد داشت، از چالش‌های اساسی در اکوسیستم حوضه آبخیز CS به شمار می‌رود. چراکه، گرچه مطالعات گذشته حاکی از تغییرات زیادی در سطح آب این دریا است، اما بهره‌برداری‌ها و افزایش چشمگیر فعالیت‌های انسانی می‌تواند خطرات

جدی‌تری را بیش از پیش و در زمانی کوتاه‌تر نسبت به گذشته، بر اکوسیستم آبی و زیست محیطی پیرامون آن تحمیل کند. متوسط نرخ تغییرات CSL (آوریل ۲۰۰۲ تا آوریل ۲۰۱۵) حدود ۶ cm در سال برآورد گردید که در روند بلند مدت حدود ۱/۵ متر کاهش را در پی داشته است (شکل ۱۲-۱۲). نتایج بدست آمده با مطالعه (Chen et al., 2017) (حدود ۶/۶ cm) مطابقت دارد. با توجه به شرایط بسیار خشک مناطق پیرامون این دریا به استثنای حوضه‌های شمالی ولگا و اورال، به نظر می‌رسد تغییر اقلیم روند تغییرات این دریا را تسریع خواهد کرد.

## ۶- نتیجه‌گیری

در دهه‌های اخیر، پیشرفت تکنولوژی از تصاویر ارتفاع سنجی ماهواره تا تصاویر ماهواره‌هایی که قادر به ثبت تغییرات دمای سطح زمین، دمای سطح دریا و همچنین تغییرات پهنه‌های آبی هستند، کمک بسیاری در چگونگی تغییرات اقلیمی بویژه مدل سازی‌های تغییرات هیدرولوژیکی داشته‌اند. از این رو، داده‌های هواشناسی، هیدرولوژیکی و داده‌های تغییرات CSL که بر تغییرات اکوسیستم آبی CS موثر هستند از منابع مختلف در این مطالعه جمع‌آوری و مورد ارزیابی قرار گرفت. هدف اصلی مطالعه، ارتباط پارامترهای مهمی همچون دبی رودخانه‌ها، روند تغییرات SST، بارش، تبخیر، رواناب و تغییرات دمای سطح کل حوضه آبخیز با تغییرات CSL طی چهار دهه اخیر بود. نتایج نهایی تأثیرگذار بر کاهش سطح آب حاکی چند عامل مهم شامل موارد زیر است.

۱- عوامل کنترل‌کننده اصلی تغییرات تراز آب CS طی دوره مطالعه شده در این تحقیق، تغییرات SST، بارش و تغییرات دبی رودخانه‌ها است. پیک تغییرات تبخیر در سطح کل حوضه آبخیز و افزایش  $0/۰۴ \text{ }^\circ\text{C}$  دمای سطح کل حوضه و  $0/۰۴ \text{ }^\circ\text{C}$  در بخش شمالی حوضه ولگا به عنوان کنترل‌کننده اصلی بیلان آبی CS مشاهده شد. روند تغییرات بارش از سال ۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰ برای کل حوضه بخیز CS شیب  $-۱/۸ \text{ mm}/\text{yr}$  بود. اما شیب تغییرات در عرض‌های جغرافیای مختلف، متفاوت است.

۲- با توجه به نتایج پایش پارامترهای محیطی بارش، تبخیر و رواناب که برای محاسبه بیلان آبی استفاده شد، نشان می‌دهد بارش  $۴۹/۷\%$ ، تبخیر  $۳۹/۳\%$  و رواناب  $۱۱\%$  در تغییرات تراز آب CS در دراز مدت تأثیرگذار هستند. اما این میزان در دوره‌های مختلف نوسانات CSL متفاوت است. تغییرات بارش در اولین دوره تراز منفی (۲۰۰۲-۱۹۹۶) نسبت به تراز مثبت (۱۹۹۵-۱۹۸۱) حدود  $۳/۴\%$  و رواناب  $۳۲\%$  کاهش

و تبخیر ۰/۴٪ افزایش یافته است. این تغییرات در دوره تراز (۲۰۰۵-۲۰۰۳) برای بارش ۴/۴٪، رواناب ۳۰٪ کاهش، تبخیر ۲/۸٪ افزایش، و در دوره تراز (۲۰۰۶-۲۰۲۰) بارش ۹/۱٪، رواناب ۴۰٪ کاهش و تبخیر ۲/۱٪ افزایش یافته است.

- 1- Sea Surface Temperature
- 2- Global Climate Observing System
- 3- Essential Climate Variables
- 4- Pleistocene
- 5- Medieval Climate Anomaly
- 6- Little Ice Age
- 7- Sea Surface Height
- 8- Eastern Caspian Basins
- 9- Middle Caspian Basins
- 10- Western Caspian Basins
- 11- Regions of interest (ROIs)
- 12- Northern Caspian
- 13- Middle Caspian
- 14- Southern Caspian
- 15- Sensible and Latent Heat Fluxes

۳- نتایج بیلان آب CS در سطح کل حوضه آبخیز بین سال‌های ۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰ نشان می‌دهد حدود ۱/۲- سانتی‌متر کاهش داشته که با افت ۱/۱- تغییرات CSL مطابقت دارد. این نتایج حاکی از ارتباط مستقیم پارامترهای اقلیمی بارش، تبخیر و رواناب در بلند مدت است. در صورتی که در کوتاه مدت به نظر می‌رسد پارامترهای بارش و تبخیر نقش مهمتری ایفا می‌کنند. همچنین با توجه به استفاده از داده‌های (ERA5-Land) نشان می‌دهد، این داده‌ها برآورد مناسبی از تغییرات بیلان آبی در حوضه آبخیز کاسپین ارائه می‌دهند که در مطالعات آینده می‌توان از آنها برای پایش تغییرات پارامترهای اقلیمی و تأثیرگذاری آنها بر بیلان آبی این حوضه آبخیز مورد استفاده کرد.

۴- با توجه به عمق آب CS، با کاهش شدید CSL، اکوسیستم سواحل شرقی CS که شامل کشورهای ترکمنستان، بخش‌های شمال شرقی ایران و قزاقستان هستند، آسیب پذیرترین بخش‌های پیرامونی خواهند بود. اگرچه بیشترین عقب نشینی آب در بخش‌های شمالی کاسپین خواهد بود. بنابراین، داشتن یک رویکرد حاکم فراگیر حائز اهمیت است که کشورهای مدعو در پیرامون CS را به عنوان عوامل اصلی در مدیریت پایدار منابع آب در حوزه CS به عنوان یک اکوسیستم واحد درگیر کند. تغییرات شدید CSL یک سیگنال هشدار دهنده بسیار جدی در پیش‌بینی افت تراز CS، به عنوان یکی از مهمترین دریاچه‌های محصور جهان است که کشورهای واقع در پیرامون آن را تهدید می‌کند.

## ۵- تشکر و قدردانی

مؤلفین از مؤسسه تحقیقات آب وزارت نیرو و سازمان هواشناسی که امکان دسترسی به داده‌های زمینی مورد نیاز این مطالعه را فراهم آوردند، مراتب قدردانی و سپاس خود را اعلام می‌دارند.

## ۶- مراجع

- Abdolazim G, & Gholamreza R (2017) Identify different patterns of sea surface temperature using a cluster analysis. *Journal of Wetland Ecobiology* 9(2):53–70
- Akbari M, Baubekova A, Roozbahani A, Gafurov A, Shiklomanov A, Rasouli K, Ivkina N, Kløve B, & Haghghi A T (2020) Vulnerability of the Caspian Sea shoreline to changes in hydrology and climate. *Environmental Research Letters* 15(11):115002
- Arpe K, Bengtsson L, Golitsyn G S, Mikhov I I, Semenov V A, & Sporyshev P V (2000) Connection between Caspian sea level variability and ENSO. *Geophysical Research Letters* 27(17):2693–2696
- Arpe K, Leroy S A G, Lahijani H, & Khan V (2012) Impact of the European Russia drought in 2010 on the Caspian Sea level. *Hydrology and Earth System Sciences* 16(1):19–27
- Arpe K (2011) Impact of the European Russia drought in 2010 on the Caspian Sea level. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 8(4):7781–7803
- Arpe K, Leroy S G A, Lahijani H, & Khan V (2011) Impact of the European Russia drought in 2010 on the Caspian Sea level. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 8(4):7781–7803
- Arpe Klaus, & Leroy S A G (2007) The Caspian Sea Level forced by the atmospheric circulation, as observed and modelled. *Quaternary International* 173–174:144–152
- Bojinski S, Verstraete M, Peterson T C, Richter C, Simmons A, & Zemp M (2014) The concept of essential climate variables in support of climate research, applications, and policy. *Bulletin of the American Meteorological Society* 95(9):1431–1443
- Brewin R, Smale D, Moore P, Dall’Olmo G, Miller P, Taylor B, Smyth T, Fishwick J, & Yang M (2018) Evaluating operational AVHRR sea surface temperature data at the coastline using benthic temperature loggers. *Remote Sensing* 10(6):925
- Cao B, Gruber S, Zheng D, & Li X (2020) The ERA5-Land soil temperature bias in permafrost regions. *The Cryosphere* 14(8):2581–2595
- Chen J L, Pekker T, Wilson C R, Tapley B D, Kostianoy A G, Cretaux J-F, & Safarov E S (2017) Long-term Caspian Sea level change. *Geophysical Research Letters* 44(13):6993–7001
- Chen J L, Wilson C R, Tapley B D, Save H, & Cretaux J-F (2017) Long-term and seasonal Caspian Sea level change from satellite gravity and altimeter measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122(3):2274–2290
- Cook B I, Smerdon J E, Seager R, & Coats S (2014) Global warming and 21st century drying. *Climate Dynamics* 43(9):2607–2627
- Crétaux J, & Birkett C (2006) Lake studies from satellite radar altimetry. *Comptes Rendus Geoscience* 338(14–15):1098–1112
- Dai A, Zhao T, & Chen J (2018) Climate change and drought: A precipitation and evaporation perspective. *Current Climate Change Reports* 4(3):301–312
- Dolukhanov P M, Chepalyga A L, & Lavrentiev N V (2010) The Khvalynian transgressions and early human settlement in the Caspian basin. *Quaternary International* 225(2):152–159
- Fatehian S, Jelolchani-Niaraki M, Kakroodi AA, Dero QY, Samany NN. A (2018) volunteered geographic information system for managing environmental pollution of coastal zones: a case study in Nowshahr, Iran. *Ocean Coastal Manag.* 163:54–65.
- Ferreira J G, Vale C, Soares C V, Salas F, Stacey P E, Bricker S B, Silva M C, & Marques J C (2007) Monitoring of coastal and transitional waters under the E.U. Water Framework Directive. *Environmental Monitoring and Assessment* 135(1–3):195–216
- GCOS (2011) Systematic observation requirements from satellite-based data products for climate 2011 update. Supplemental Details to the Satellite-Based Component of the “Implementation Plan for the Global Observing System for Climate in Support of the UNFCCC. Technical Report, No. 154, World Meteorological Organisation (WMO) Geneva
- Georgievsky V Y, & Shiklomanov J A (1994) Impact of economic activity and global changes of climate on runoff in the Volga Basin. Study Report: Climate Variability and Change in the Commonwealth of Independent States (CIS): Forecasting Climate-Related Impacts and Societal Responses to Them. Ed. by IS Sonne, UNEP, 209–246
- Ginzburg A I, Kostianoy A G, & Sheremet N A (2008) Sea surface temperature variability BT-The Black Sea Environment Springer Berlin Heidelberg (A. G. Kostianoy & A. N. Kosarev (eds.); pp. 255–275)
- Ibrayev R A, Özsoy E, Schrum C, & Sur H İ (2010) Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation, sea level and air-sea interaction. *Ocean Science* 6(1):311–329
- Jeihouni M, Kakroodi A A, Hamzeh S, (2019) Monitoring shallow coastal environment using Landsat/altimetry data under rapid sea-level change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 224:260-271

- Ji E, Jee G, & Lee C (2016) Comparison of IRI-2012 with JASON-1 TEC and incoherent scatter radar observations during the 2008–2009 solar minimum period. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 146:81–88
- Kakroodi A A, (2012) Rapid Caspian Sea-level Change and Its Impact on Iranian Coasts. PhD thesis. Delft University of Technology.
- Kakroodi A A, Kroonenberg S B, Beni A N, & Noehgar A (2014) Short- and long-term development of the Miankaleh Spit, Southeast Caspian Sea, Iran. *Journal of Coastal Research* 298:1236–1242
- Kakroodi AA, Kroonenberg SB, Goorabi A, Yamani M, (2014b). Shoreline response to rapid 20th century sea-level change along the Iranian Caspian coast. *J. Coast. Res.* 30 (6), 1243–1250.
- Kakroodi A A, Kroonenberg S B, Hoogendoorn R M, Mohammd Khani H, Yamani M, Ghassemi M R, & Lahijani H A K (2012) Rapid Holocene sea-level changes along the Iranian Caspian coast. *Quaternary International* 263:93–103
- Kakroodi A A, Leroy S A G, Kroonenberg S B, Lahijani H A K, Alimohammadian H, Boomer I, Goorabi A, (2015) Late Pleistocene and Holocene sea-level change and coastal palaeoenvironment evolution along the Iranian Caspian shore. *Marine Geology*. 361: 111-125.
- Kazancı N, Gulbabazadeh T, Leroy S A, & Ileri Ö (2004) Sedimentary and environmental characteristics of the Gilan–Mazenderan plain, northern Iran: Influence of long- and short-term Caspian water level fluctuations on geomorphology. *Journal of Marine Systems* 46(1–4):145–168
- Kroonenberg S B, Rusakov G V, & Svitoch A A (1997) The wandering of the Volga delta: A response to rapid Caspian sea-level change. *Sedimentary Geology* 107(3–4):189–209
- Lebedev S A & Kostianoy A G (2005) Satellite altimetry of the Caspian Sea. *Sea, Moscow, 119838, Russia, 366*
- Lebedev Sergey A (2012a) Flood wave propagation model for the Caspian Sea based on satellite altimetry data. *International Water Technology Journal* 2(1):97020
- Lebedev Sergey A (2012b) Mean sea surface model of the Caspian Sea based on TOPEX/Poseidon and Jason-1 Satellite Altimetry Data (S. Kenyon, M. C. Pacino, & U. Marti (eds.); Springer Berlin Heidelberg pp. 833–841)
- Lebedev Sergey A, & Kostianoy A G (2005) Satellite altimetry of the Caspian Sea. *Sea, Moscow 119838 Russia 366*
- López García M J (2020) SST comparison of AVHRR and MODIS time series in the western Mediterranean Sea. *Remote Sensing* 12(14):2241
- Mamedov A V (1997) The late Pleistocene-Holocene history of the Caspian Sea. *Quaternary International* 41(42):161–166
- Minnett P J, Alvera-Azcárate A, Chin T M, Corlett G K, Gentemann C L, Karagali I, Li X, Marsouin A, Marullo S, Maturi E, Santoleri R, Saux Picart S, Steele M, & Vazquez-Cuervo J (2019) Half a century of satellite remote sensing of sea-surface temperature. *Remote Sensing of Environment* 233:111366
- Molavi Arabshahi M, Arpe K, & Leroy S A G (2016) Precipitation and temperature of the southwest Caspian Sea region during the last 55 years: Their trends and teleconnections with large-scale atmospheric phenomena. *International Journal of Climatology* 36(5):2156–2172
- Muñoz-Sabater J, Dutra E, Agustí-Panareda A, Albergel C, Arduini G, Balsamo G, Boussetta S, Choulga M, Harrigan S, Hersbach H, Martens B, Miralles D G, Piles M, Rodríguez-Fernández N J, Zsoter E, Buontempo C, & Thépaut J N (2021) ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data* 13(9):4349–4383
- Muñoz Sabater J (2019) ERA5-Land monthly averaged data from 1981 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)
- Naderi Beni A, Lahijani H, Harami R M, Arpe K, Leroy S A G, Marriner N, Berberian M, Andrieu-Ponel V, Djamali M, Mahboubi A, & Reimer P J (2013) Caspian sea-level changes during the last millennium: Historical and geological evidence from the south Caspian Sea. *Climate of the Past* 9(4):1645–1665
- Nandini-weiss S D, Prange M, Arpe K, Merkel U, & Schulz M (2020) Past and future impact of the winter North Atlantic Oscillation in the Caspian Sea catchment area. *International Journal of Climatology* 40(5):2717–2731
- Ozyavas A, Khan S D, & Casey J F (2010) A possible connection of Caspian Sea level fluctuations with meteorological factors and seismicity. *Earth and Planetary Science Letters* 299(1–2):150–158

- Prange M, Wilke T, & Wesselingh F P (2020) The other side of sea level change. *Communications Earth & Environment* 1(69):18–21
- Roshan G, Moghbel M, & Grab S (2012) Modeling Caspian Sea water level oscillations under different scenarios of increasing atmospheric carbon dioxide concentrations. *Iranian Journal of Environmental Health Science & Engineering* 9(1):24
- Rousta I, Sharif M, Heidari S, Kiani A, Olafsson H, Krzyszczak J, & Baranowski P (2023) Climatic variables impact on inland lakes water levels and area fluctuations in an arid/semi-arid region of Iran, Iraq, and Turkey based on the remote sensing data. *Earth Science Informatics* 16(2):1611-1635
- Saxe S, Farmer W, Driscoll J, & Hogue T S (2021) Implications of model selection: a comparison of publicly available, conterminous US-extent hydrologic component estimates. *Hydrological Earth System Science* 25(3):1529–1568
- Sharif M, & Attarchi S (2022) Investigating long-term trends of sea level anomalies in the Persian Gulf and the parameters affecting it using multi-source data. *Iran-Water Resources Research* 18(3):157–179
- Shirvani A (2017) Change point detection of the Persian Gulf sea surface temperature. *Theoretical and Applied Climatology* 127(1–2):123–127
- Shirvani Amin (2017) Change in annual precipitation in the northwest of Iran. *Meteorological Applications* 24(2):211–218
- Shirvani A, Arpe K, & Jahandideh M (2020) Analysis of trends and change points in meteorological variables over the south of the Caspian Sea. *Theoretical and Applied Climatology* 141:959–966
- Toorani M, Kakroodi A A, Yamani M, Beni A N (2021) Monitoring shoreline shift under rapid sea-level change on the Caspian Sea observed over 60 years of satellite and aerial photo records, *J. Great Lakes Res.* Vol. 47, no. 3, pp. 812-828.
- Wang W, Lee X, Xiao W, Liu S, Schultz N, Wang Y, Zhang M, & Zhao L (2018) Global lake evaporation accelerated by changes in surface energy allocation in a warmer climate. *Nature Geoscience* 11(6):410–414