

کاربرد آنالیز طیفی متقابل در تعیین توپوگرافی سطح آب دریا مطالعه موردی: خلیج فارس

محمد رضا صلواتی زاده^{۱*} و علیرضا آزموده اردلان^۲

^۱ کارشناس ارشد نقشه برداری ژئودزی، گروه عمران نقشه برداری، دانشکده فنی دانشگاه امام حسین (ع)، تهران، ایران
^۲ دانشیار گروه مهندسی نقشه برداری و قطب علمی مهندسی نقشه برداری و مقابله با سوانح طبیعی، پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۶/۱/۱۸، پذیرش نهایی: ۸۶/۱۰/۲۵)

چکیده

عوامل مختلفی بین سطح MSL و Geoid یک جدایی ایجاد می‌کنند که به آن توپوگرافی سطح دریا و به اختصار SST گفته می‌شود. یکی از روش‌های تعیین SST فن Local Response Technique است. این فن از عکس‌العمل سطح دریا در برابر عوامل بیرونی مانند فشار جو، درجه حرارت و باد و غیره برای تعیین SST استفاده می‌کند. بدین صورت که ابتدا دریا به مثابه دستگاهی فیزیکی، عوامل خارجی در نقش توابع ورودی دستگاه و جزر و مد دریا در حکم تابع خروجی دستگاه در نظر گرفته می‌شود و آنگاه عکس‌العمل سطح دریا به عنوان تابع بسامد، که تغییرات محلی سطح دریا را منعکس می‌کند، مدل‌سازی می‌شود. این فن با استفاده از مدل‌های متفاوتی SST را تعیین می‌کند که در اینجا برای تعیین SST در چهار ایستگاه جزر و مدی در خلیج فارس از مدل آنالیز طیفی متقابل (Cross-Spectral Analysis) استفاده شده است. نتایج حاصل نشان می‌دهد که سهم کل پارامترهای هواشناسی در ایجاد SST در فصل زمستان بین +۸ تا -۳۳ سانتی‌متر است. بیشترین مقدار SST در بندر بوشهر و کمترین مقدار آن در بندر کنگان است.

واژه‌های کلیدی: SST، MSL توپوگرافی سطح دریا، آنالیز طیفی متقابل

Application of cross-spectral analysis to computations of sea surface topography case study: Persian Gulf

Salavatizadeh, M. R¹. and Ardalan, A. A².

¹ Imam Hossein University, Faculty of Engineering, Department of Civil Engineering, Tehran, Iran

² Associate professor, Department of Surveying and Geomatics Engineering, Center of Excellence in Surveying Engineering and Disaster Management, University College of Engineering, University of Tehran, Iran

(Received: 7 April 2007, Accepted: 15 Jan 2008)

Abstract

Due to various effects the geoid does not coincide with the Mean Sea Level (MSL) but is deviated from it by a separation that is called "Sea Surface Topography" or in short SST. One of the SST computations techniques is the "Local Response", which is one of the "response analysis" methods. Using the aforementioned technique the response of the sea surface to various factors such as atmospheric pressure, temperature, wind, etc. can be used for the SST determination. Namely, the sea can be considered as a physical system where the environmental phenomena are its input function and the instantaneous sea level is the output function. Knowing the input and output functions in spectral form, to be determined, is the system itself, which reveals the output upon the frequency character of

the input. More specifically, we are going to use the “Cross-Spectral Analysis” for the SST computations and for the case study four coastal stations along the Persian Gulf will be considered. These stations are located at: (1) Shahid-Rajaie Port, (2) Kangan Port, (3) Bushehr Port, and (4) Imam Hassan Harbor. According to the numerical results of this study, the overall effect of the environmental factors on the sea level within the wintertime is between +8 and -33 cm. The maximum amount of SST is associated with the Bushehr Port and the minimum with Kangan Port. The maximum SST in Bushehr Port shows the subsidence of the MSL with respect to the geoid and the minimum SST in Kangan Port is associated with the rise of MSL. This finding is consistent with the prevailing sea dynamics in the Persian Gulf and the Oman Sea, i.e. Shahid-Rajaie Port being closer to the Oman Sea is more strongly affected by the sea topography and the oceanic currents than Bushehr Port which is away from the Oman Sea. For the practical application of the current study we may refer to the determination of national height datums with respect to the geoid, which are established traditionally with respect to the MSL, by sea level observations at the fundamental tide gauge stations. Knowing the separation of the MSL from the geoid, i.e. SST, we may arrive at a solution to the “height datum unification” problem.

Key words: Local response, Mean sea level, Sea surface topography, Response analysis, Persian Gulf

۱ مقدمه

گوناگونی برای تعیین SST ارائه شده است که از جمله آنها می‌توان به فن عکس‌العمل محلی (Local Response Technique) اشاره کرد.

در این فن از عکس‌العمل سطح دریا در برابر تأثیرات خارجی مانند فشار جو، درجه حرارت، باد، تخلیه رودخانه به دریا، شوری آب دریا، جریان‌های دریایی و مانند آن استفاده می‌شود (مری و ونیچک، ۱۹۸۱). همچنین تغییرات سطح آب دریا در یک محل (یا یک نقطه) مورد بررسی قرار می‌گیرد و کلیه عوامل مؤثر در تغییر سطح آب دریا در آن محل مدل‌سازی می‌شود. این عکس‌العمل را می‌توان به شکل تابعی بسامدی در دو بخش (دامنه نوسان- تأخیر فاز) مدل‌سازی کرد. عکس‌العمل بسامد صفر را می‌توان برای برآورد توپوگرافی سطح دریا از سطح شبه ساکن دریا (یعنی MSL) با علم به انحراف سطح شبه ساکن ناشی از پارامترهای وارد کننده نیرو (یعنی تغییرات بلند مدت) به کار برد (مری و ونیچک، ۱۹۸۱). این فن با استفاده از مدل‌های گوناگونی SST را

ژئوئید (Geoid) سطح مبنای ارتفاعی است. در عمل به‌طور سنتی سطح متوسط دریا و ژئوئید یکی فرض می‌شود اما در واقعیت، ژئوئید بر MSL منطبق نیست و تحت تأثیر پدیده‌های متفاوتی از جمله فشار جو، درجه حرارت، شوری آب دریا، تخلیه رودخانه به دریا، نیروی جاذبه گرانشی ماه و خورشید، جریان‌های دریایی و غیره تفاوتی بین MSL و ژئوئید پدید می‌آید که به آن توپوگرافی سطح دریا (Sea Surface Topography) یا به اختصار SST اطلاق می‌شود. بنابراین به‌طور دقیق می‌توان چنین نوشت: $N = MSL + SST$ که در آن N ارتفاع ژئوئید است (نهاوندچی و شویر، ۱۹۹۸).

منطبق در نظر گرفتن MSL و ژئوئید در عمل موجب بروز تفاوت در صفر ارتفاعی کشورهای گوناگون شده است که راهکار مناسب برای حل این مشکل سطوح مبنای ارتفاعی، مدل‌سازی توپوگرافی سطح دریا در هر ایستگاه جزر و مدی مبنا و اعمال آن به صفر ارتفاعی است (مری و ونیچک، ۱۹۸۱). بدین منظور روش‌های

برای تعیین تابع عکس‌العمل بسامد، از رابطه زیر استفاده می‌کنیم (مری و ونیچک، ۱۹۸۱):

$$H(f) = \frac{G_{xy}(f)}{G_{xx}(f)} \quad (2)$$

در این معادله $G_{xx}(f)$ تابع چگالی طیفی توان، سری $x(t)$ نامیده می‌شود و $G_{xy}(f)$ تابع چگالی طیفی متقابل، سری‌های $x(t)$ و $y(t)$ نامیده می‌شود و به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$G_{xx}(f) = 2 \int_{-\infty}^{\infty} R_{xx}(\tau) e^{-i2\pi f\tau} d\tau \quad (3)$$

$$G_{xy}(f) = 2 \int_{-\infty}^{\infty} R_{xy}(\tau) e^{-i2\pi f\tau} d\tau \quad (4)$$

که در اینجا $G_{xx}(f)$ تبدیل فوریه تابع اتو کواریانس ($R_{xy}(\tau)$ (covariance/Auto)، و تابع $G_{xy}(f)$ تبدیل فوریه تابع کواریانس متقابل (cross covariance)، $R_{xy}(\tau)$ است. توابع اتو کواریانس و کواریانس متقابل به صورت زیر ارائه می‌شوند:

$$R_{xx}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t)x(t+\tau) dt \quad (5)$$

$$R_{xy}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t)y(t+\tau) dt \quad (6)$$

تابع $G_{xy}(f)$ و تابع $H(f)$ توابعی با مقادیر مختلط‌اند. برای تعیین تقریبی $H(f)$ می‌توان مستقیماً از معادلات (۱) تا (۵) با جایگزینی سیگما به جای انتگرال با حدود مناسب استفاده کرد. و همچنین در عمل $G_{xx}(f)$ و $G_{xy}(f)$ را می‌توان مستقیماً از روی سری‌های زمانی $x(t)$ و $y(t)$ با استفاده از فن‌های تبدیل فوریه سریع (FFT) تعیین کرد (بندات و پیرسول، ۱۹۷۱).

توجه: تابع $H(f)$ به صورت زیر نیز ارائه می‌شود:

$$H(f) = |H(f)| e^{-i\phi(f)} \quad (7)$$

در این معادله $|H(f)|$ دامنه عکس‌العمل (یا فاکتور

تعیین می‌کند. یکی از فن‌های عکس‌العمل محلی، مدل آنالیز طیفی متقابل (Cross-Spectral Analysis) است که در این مقاله به آن پرداخته می‌شود.

برای ارزیابی این مدل، از اطلاعات جمع‌آوری شده در ایستگاه‌های جزر و مدی و هواشناسی مستقر در ساحل خلیج فارس استفاده شده است. اکنون به شرح مدل آنالیز طیفی متقابل می‌پردازیم.

۲ معرفی مدل آنالیز طیفی متقابل

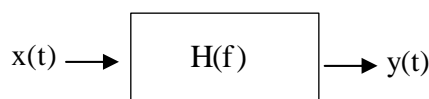
عکس‌العمل یک سامانه فیزیکی را می‌توان هم در قلمرو زمان و هم در قلمرو بسامد مدل‌سازی کرد. عکس‌العمل دستگاهی فیزیکی در قلمرو بسامد به این صورت است:

$$H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau) e^{-i2\pi f\tau} d\tau \quad (1)$$

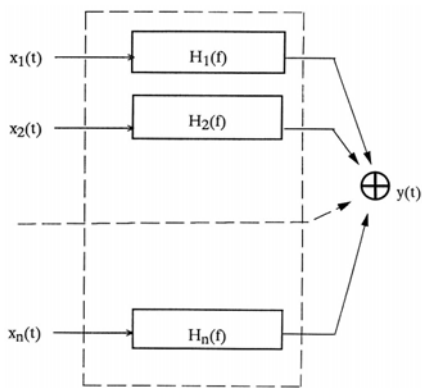
در این معادله $H(f)$ تابع عکس‌العمل بسامد و $h(\tau)$ تابع وزن (Weighting Function) یا تابع عکس‌العمل ضربه (Function Impulse Response) نامیده می‌شوند.

تابع $H(f)$ ، تبدیل فوریه تابع $h(\tau)$ است. در این مدل از ارتباط آماری سری‌های ورودی و خروجی استفاده شده است و محاسبات در قلمرو بسامد صورت می‌گیرد (بندات و پیرسول، ۱۹۷۱). اکنون مدل فوق را برای دو حالت بیان می‌کنیم.

حالت اول- ورودی یگانه: فرض کنید که سامانه فیزیکی دارای یک ورودی و یک خروجی باشد. یعنی ورودی $x(t)$ و خروجی $y(t)$ دو سری زمانی باشند (شکل ۱).



شکل ۱. حالت ورودی یگانه سامانه فیزیکی.



شکل ۲. حالت ورودی چندگانه دستگاه فیزیکی.

این موضوع با در نظر گرفتن همه روابط طیفی متقابل در یک معادله ماتریسی طیفی حاصل می‌شود:

$$\underline{H}(f) = G_{xx}^{-1}(f) \cdot G_{xy}(f) \tag{۱۱}$$

در این معادله $\underline{H}(f)$ بردار توابع عکس‌العمل است:

$$\underline{H}(f) = \begin{bmatrix} H_1(f) \\ H_2(f) \\ \vdots \\ H_n(f) \end{bmatrix} \tag{۱۲}$$

هر تابع ورودی یک تابع عکس‌العمل بسامد خواهد داشت. و $G_{xx}(f)$ ماتریس طیفی متقابل بین توابع ورودی است:

$$G_{xx}(f) = \begin{bmatrix} G_{11}(f) & G_{12}(f) & \dots & G_{1n}(f) \\ G_{12}(f) & G_{22}(f) & \dots & G_{2n}(f) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ G_{n1}(f) & G_{n2}(f) & \dots & G_{nn}(f) \end{bmatrix} \tag{۱۳}$$

و $G_{xy}(f)$ بردار طیفی متقابل بین توابع ورودی و تابع خروجی است.

تقویت) و $\phi(f)$ فاز عکس‌العمل (یا فاکتور فاز) نامیده می‌شود.

نسبت دامنه نوسانات سری‌های ورودی و خروجی در بسامد f را نشان می‌دهد و می‌توان آن را از رابطه زیر به دست آورد:

$$|H(f)| = \frac{|G_{xy}(f)|}{G_{xx}(f)} \tag{۸}$$

تابع چگالی طیفی متقابل دارای مقدار مختلط است. اگر $C_{xy}(f)$ قسمت حقیقی و $Q_{xy}(f)$ قسمت موهومی تابع باشد، در این صورت داریم:

$$|G_{xy}(f)| = [C_{xy}^2(f) + Q_{xy}^2(f)]^{\frac{1}{2}} \tag{۹}$$

$\phi(f)$ تفاضل فاز خروجی- ورودی در بسامد f را نشان می‌دهد و می‌توان آن را از رابطه زیر به دست آورد:

$$\phi_{xy}(f) = \arctan \left(\frac{Q_{xy}(f)}{C_{xy}(f)} \right) \tag{۱۰}$$

حالت دوم- ورودی چندگانه: در عمل، متداول‌ترین وضعیت برای سامانه فیزیکی هنگامی است که دارای ورودی چندگانه و فقط یک خروجی باشد (مسئله چندین کاناله).

برای مثال، سطح دریا را به گونه‌ای در نظر بگیرید که با تاییدگیج اندازه‌گیری شده باشد. این امر شامل یک خروجی یگانه یعنی $y(t)$ می‌شود، اما سطح دریا تحت تأثیر ورودی‌های چندگانه (مثل نیروی جاذبه گرانشی خورشید و ماه، فشار جو، باد، درجه حرارت، جریان‌های دریایی، شوری آب، تخلیه رودخانه‌ای و مانند آن) قرار دارد. در این حالت روابط می‌بایست گسترش یابد تا روابط چندگانه بین سری‌های ورودی متفاوت $x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)$ را در برگیرد (شکل ۲).

ایستگاه‌های هواشناسی:

۱- ایستگاه بندرعباس

۲- ایستگاه بندر دیر

۳- ایستگاه بندر بوشهر

۴- ایستگاه بوشهر دریایی

همان‌طور که مشاهده می‌شود اطلاعات جمع‌آوری شده، به لحاظ اینکه از طریق دو سازمان هواشناسی و سازمان نقشه‌برداری کشور تهیه شده‌اند، از نظر فاصله مکانی با هم تفاوت دارند اما این تفاوت مکانی در سه ایستگاه، کمتر از چند کیلومتر است. یعنی به علت کم بودن فاصله مکانی اثرات متقابل مشاهدات ورودی و خروجی برای ایستگاه فیزیکی، در حد مورد قبول است. ولی برای ایستگاه چهارم به علت زیاد بودن فاصله مکانی، احتمالاً اثرات متقابل تضعیف شده‌اند. این مشکل به این علت پدید آمده است که در نزدیکی ایستگاه جزر و مدی اسکله امام حسن (ع)، ایستگاه هواشناسی وجود نداشته و در اینجا به‌اجبار در اینجا از داده‌های هواشناسی ایستگاه بوشهر دریایی استفاده شده است. به هر حال با مبنا قرار دادن ایستگاه‌های جزر و مدی، از داده‌های هواشناسی نزدیک‌ترین ایستگاه هواشناسی برای هر ایستگاه جزر و مدی استفاده شده است و بنابراین محاسبات در نهایت برای ایستگاه‌های زیر صورت گرفته است:

ایستگاه ۱ (بندر شهید رجایی): شامل ایستگاه جزر و مدی شهید رجایی و ایستگاه هواشناسی بندرعباس.

ایستگاه ۲ (کنگان): شامل ایستگاه جزر و مدی کنگان و ایستگاه هواشناسی بندر دیر.

ایستگاه ۳ (بندر بوشهر): شامل ایستگاه جزر و مدی بندر بوشهر و ایستگاه هواشناسی بندر بوشهر.

ایستگاه ۴ (اسکله امام حسن (ع)): شامل ایستگاه جزر و مدی اسکله امام حسن (ع) و ایستگاه هواشناسی بوشهر دریایی.

محل این ایستگاه‌ها در شکل ۳ مشخص شده است.

$$\underline{G}_{xy}(f) = \begin{bmatrix} G_{1y}(f) \\ G_{2y}(f) \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ G_{ny}(f) \end{bmatrix} \quad (14)$$

اگر توابع ورودی ناهمبسته باشند، ماتریس $\underline{G}_{xx}(f)$ قطری می‌شود در نتیجه راه حل معادله (۲) به تعداد n بار کاهش می‌یابد. همانند حالت ورودی یگانه، در عمل، طیف متقابل با استفاده از تبدیل فوریه سریع (FFT) تعیین می‌شود.

۳ داده‌ها

برای بررسی عکس‌العمل سطح دریا و تعیین SST، خلیج فارس به‌عنوان منطقه مورد مطالعه انتخاب شد و اطلاعات در دسترس، شامل اطلاعات هواشناسی و جزر و مدی، برای به کارگیری در مدل آنالیز طیفی متقابل جمع‌آوری گردید.

با توجه به بحث نظری، مشاهدات خروجی و ورودی می‌بایست در یک زمان مشخص و به طور همزمان و در یک ایستگاه، اندازه‌گیری شوند تا اثرات متقابل حفظ شود. به همین دلیل اطلاعات هواشناسی و اطلاعات جزر و مدی می‌بایست از این ویژگی‌ها برخوردار باشند.

اطلاعات فوق در فصل زمستان ۱۹۹۶ (مطابق با ۷۵-۷۴ هجری خورشیدی) از ایستگاه‌های جزر و مدی و هواشناسی زیر جمع‌آوری شد:

ایستگاه‌های جزر و مدی:

۱- ایستگاه بندر شهید رجایی

۲- ایستگاه بندر کنگان

۳- ایستگاه بندر بوشهر

۴- ایستگاه اسکله امام حسن (ع)

داده‌ها.

ب- پردازش اطلاعات جزر و مدی طی مراحل زیر به انجام می‌رسد:

- ۱- استخراج اطلاعات مورد نیاز و حذف اطلاعات اضافی
- ۲- مرتب کردن اطلاعات به ترتیب ساعت و روز اندازه‌گیری
- ۳- تبدیل واحد اندازه‌گیری
- ۴- ذخیره کردن اطلاعات پردازش شده در یک فایل

داده‌ها

پردازش اطلاعات هواشناسی و جزر و مدی برای اسکله امام حسن (ع) مربوط به فصل پاییز است و برای سایر ایستگاه‌ها در ارتباط با فصل زمستان، صورت گرفته است. در پایان این مرحله اطلاعات هواشناسی و جزر و مدی که به صورت همزمان در هر ایستگاه تهیه می‌شود و آماده به کارگیری در محاسبات است.

۵ محاسبات و نتایج

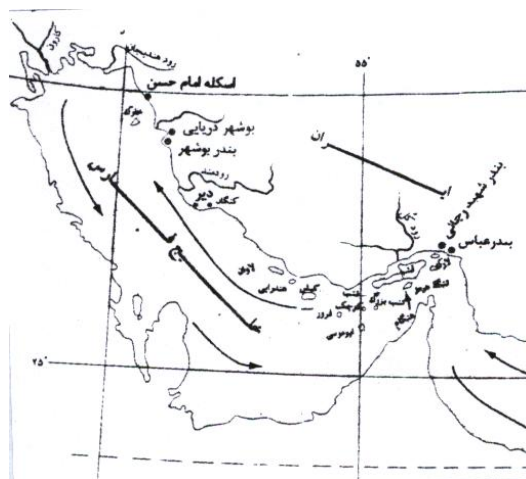
در محاسبات مربوط به مدل آنالیز طیفی متقابل از داده‌های هواشناسی و جزر و مدی که در مرحله قبل پردازش شده بود استفاده می‌شود.

مراحل محاسبات شامل آنالیز داده‌ها، محاسبات مدل، تعیین توپوگرافی سطح دریا و نتیجه است. هر کدام از مراحل فوق، به نوبه خود نیز شامل چندین مرحله است که در ادامه به شرح آنها خواهیم پرداخت.

۶ آنالیز داده‌های اولیه

آنالیز داده‌ها طی مراحل زیر صورت می‌گیرد.

- ۱- بررسی دقیق داده‌ها: اولین مرحله رسم نمودار مشاهدات نسبت به زمان است این کار اغلب خواص یک سری زمانی، مانند ترند، تغییرات دوره‌ای، ناپیوستگی‌ها، مشاهدات دور افتاده (outliers) (نقاط پرت، مشاهدات بیرونی) را آشکار می‌کند.



شکل ۳. موقعیت ایستگاه‌ها در خلیج فارس.

۴ پردازش داده‌ها

اطلاعات هواشناسی و جزر و مدی برای استفاده در مرحله محاسبات، می‌بایست پردازش شوند. اطلاعات هواشناسی شامل درجه حرارت، فشار جو و سرعت باد و اطلاعات جزر و مدی شامل اندازه‌گیری جزر و مد دریا در هر ایستگاه با دستگاه تایدگیج (Tide Gauge) است.

الف- پردازش اطلاعات هواشناسی طی مراحل زیر صورت می‌گیرد:

- ۱- استخراج اطلاعات مورد نیاز و حذف اطلاعات اضافی
- ۲- تبدیل زمان UTC (زمان بین‌المللی هماهنگ) به زمان محلی
- ۳- انترپوله کردن: اطلاعات هواشناسی در هر سه ساعت اندازه‌گیری می‌شود که با انترپوله کردن، اطلاعات برای هر نیم ساعت به دست می‌آید.
- ۴- محاسبه فشار باد: چون آنچه که بر سطح دریا اثر می‌گذارد، سرعت باد نیست بلکه فشار (یا نیروی) باد است، لذا باید مؤلفه مماسی نیروی باد و مؤلفه نرمال آن حساب شود تا در مرحله محاسبات مورد استفاده قرار گیرد. ضمناً تبدیل واحد سرعت باد نیز صورت می‌گیرد.
- ۵- ذخیره کردن اطلاعات پردازش شده در یک فایل

با حذف ترند خطی از روی بردار مشاهدات $x_1(t)$ که در مرحله قبل به دست آمده است، خواهیم داشت.

$$g(t) = x_1(t) - T(t) \quad (18)$$

g ، سری جدید داده‌ها است که بایاس دیتوم و ترند خطی از روی آن حذف شده است (مری و ونیچک، ۱۹۸۱).

۴- تعیین اسپکتروم: در این مرحله می‌بایست طیف (spectrum) سری جدید g که در مرحله قبل به دست آمده، تعیین شود. بسامدهای غالب به مثابه نویز قاعده‌مند (systematic noise) تلقی می‌شود و می‌بایست این بسامدهای غالب در طیف شناسایی شود و آنگاه به روش متوالی (sequential fashion) (یکی پس از دیگری) اثر آنها کاهش یابد. یعنی به کمک این روش، اثر نویز قاعده‌مند (یا همان بسامدهای غالب) کاهش می‌یابد، بدون اینکه موقعیت پیک‌های موجود در طیف تغییر کند.

سرانجام بعد از کاهش بسامدهای غالب بردار r که نزدیک‌ترین بردار به g است، برآورد می‌شود و آنگاه بردار باقی‌مانده به صورت زیر به دست می‌آید:

$$v = g - r \quad (19)$$

اکنون از این سری داده‌های باقی‌مانده، v ، برای محاسبات بعدی در مدل استفاده می‌شود. شکل‌های ۴ تا ۷ طیف درجه حرارت را نشان می‌دهند.

۷ محاسبه مدل آنالیز طیفی متقابل

در این مدل برای به دست آوردن تابع عکس‌العمل در بسامد صفر می‌بایست محاسبات چندین مرحله‌ای کرد. در اینجا دارای چهار سری ورودی هستیم که عبارت‌اند از: سری ورودی $x_1(t)$ مربوط به مشاهدات درجه حرارت. سری ورودی $x_2(t)$ مربوط به مشاهدات فشار جو.

بعد از رسم نمودار سری‌های زمانی و بررسی دقیق داده‌ها، معلوم شد که همه سری‌ها دارای ترند خطی و تغییرات دوره‌ای، و بعضاً دارای نقاط پرت‌اند. نقاط پرت (مشاهدات دور افتاده) با توجه به شرایط نرمال هر سری، اصلاح شدند. به این دلیل که در مشاهدات نویز وجود دارد، لذا محاسبات یک‌بار برای داده‌های اولیه و یک‌بار هم برای داده‌های تعدیل شده (اصلاح شده یا فیلتر شده) صورت گرفته است. منظور از داده‌های تعدیل شده از داده‌های اولیه‌ای است که نقاط پرت و مشابه آن، موجود در هر سری از داده‌ها، با توجه به شرایط نرمال هر سری، تعدیل شده‌اند. بنابراین دو نوع نتیجه به دست خواهد آمد که در مراحل بعد ارائه خواهند شد.

۲- تعیین بایاس دیتوم: دومین مرحله، تعیین بایاس دیتوم و حذف آن از داده‌ها است این کار با کم کردن میانگین‌ها از هر سری ورودی $x(t)$ و سری خروجی $y(t)$ صورت می‌گیرد.

فرض کنید که تابع ورودی $x(t)$ و تابع خروجی $y(t)$ باشد حذف بایاس دیتوم بدین صورت به انجام می‌رسد:

$$x_1(t) = x(t) - x_0 \quad (15)$$

$$y_1(t) = y(t) - y_0 \quad (16)$$

x_0 و y_0 میانگین داده‌ها است.

۳- تعیین ترند خطی: همان‌طور که گفته شد، با رسم سری داده‌ها نسبت به زمان، مشخص شد که دارای ترند خطی‌اند و در نتیجه باید آن را از روی مشاهدات حذف کرد. به همین منظور مشاهداتی که در مرحله قبل بایاس دیتوم از روی آنها حذف شد، اکنون می‌بایست ترند خطی نیز از روی آنها حذف شود. برآورد ترند خطی به شرح زیر است.

$$T(t_i) = \lambda t_i \quad (17)$$

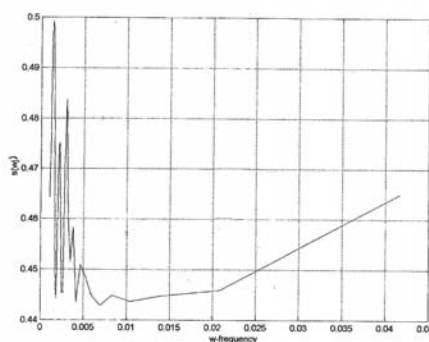
هموار (smooth) باشد، در این صورت برون‌یابی به طور مطمئنی انجام می‌گیرد و فاقد رزناس (تشدید، resonant) است. عمل برون‌یابی با انطباق یک منحنی هموار (smooth curve) دامنه توابع عکس‌العمل، با استفاده از «روش کمترین مربعات» و یک چندجمله‌ای جبری از درجه پایین صورت می‌گیرد. در آخرین مرحله با انطباق چندجمله‌ای بر دامنه تابع عکس‌العمل بسامد، سرانجام نتایج عددی عکس‌العمل دامنه بسامد صفر مشخص می‌شود. این نتایج در جدول ۱ و ۲ ارائه شده است. نتایج مندرج در جدول ۱ مربوط به داده‌های اولیه و جدول ۲ مربوط به داده‌های تعدیل شده است.

سری ورودی $X_3(t)$ مربوط به مولفه مماسی نیروی (تنش) باد.

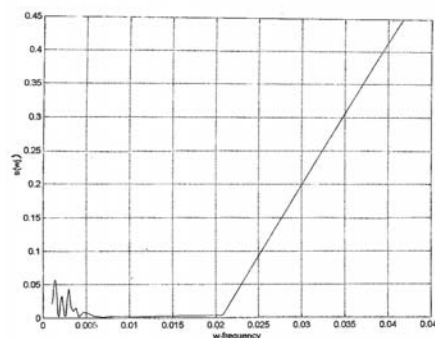
سری ورودی $X_4(t)$ مربوط به مولفه نرمال نیروی (تنش) باد و دارای یک سری خروجی $y(t)$ مربوط به مشاهدات جزر و مدی.

محاسبات با توجه به معادلات فوق صورت می‌گیرد. در اینجا ماتریس $G_{xx}^{-1}(f)$ به صورت قطری حل شده است.

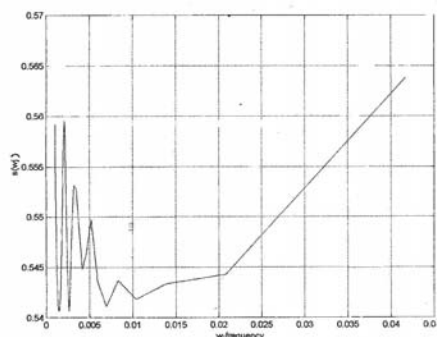
عکس‌العمل بسامد صفر می‌تواند از راه برون‌یابی (extrapolating) دامنه توابع عکس‌العمل تعیین شود. اگر دامنه توابع عکس‌العمل با بسامد به آرامی تغییر کند، یعنی



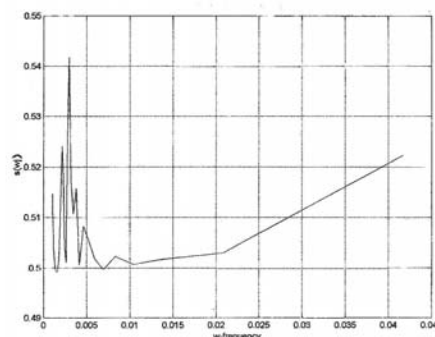
شکل ۵. طیف درجه حرارت- در این شکل بسامد غالب 0.0417 در این شکل بسامد غالب 0.0014 است.



شکل ۶. طیف درجه حرارت- در این شکل بسامد غالب 0.0417 است.



شکل ۷. طیف درجه حرارت- حذف بسامد 0.0030 ظاهر شدن مجدد بسامد غالب 0.0417 است.



شکل ۸. طیف درجه حرارت- حذف بسامد 0.0014 در این شکل بسامد غالب 0.0030 است.

سانتی متر است، بیشترین مقدار در فصل زمستان مربوط به بندر بوشهر و برابر (0.3522m) است جدول ۳. به هر حال اثر درجه حرارت در منطقه دارای نوسان است و در بندر بوشهر بیشترین تأثیر را دارد (خصوصاً در فصل زمستان). اما مقادیر SST را در موقعیتی برای بندر شهید رجایی، کنگان و بندر بوشهر، منفی است و این روشن می‌سازد که اثر درجه حرارت در منطقه باعث کاهش ارتفاع سطح دریا می‌شود. برای بررسی دقیق‌تر سهم درجه حرارت در ایجاد SST نیاز به تحقیق بیشتری است.

فشار جو: نتایج مربوط به دامنه توابع عکس‌العمل حاصل از فشار جو، نشان می‌دهد که پدیده تشدید در $|H(f)|$ وجود دارد که دامنه اثر آن در هر تابع متفاوت است و باعث ناهمواری می‌شود. مقادیر دامنه تابع عکس‌العمل در بسامد برای فشار جو، در حدود سانتی متر و بیشترین مقدار آن در بندر شهید رجایی، برابر 0.5860(m/mbar) است جدول ۱. نتایج حاصل از تعیین SST روشن می‌سازد که بیشترین مقدار در فصل زمستان در بندر کنگان برابر 0.1356(m) است جدول ۳. مقدار SST در اسکله امام حسن (ع) مربوط به فصل پاییز است. مقادیر مثبت SST در بندر شهید رجایی و کنگان نشان‌دهنده افزایش ارتفاع در سطح آب دریا در این منطقه و مقادیر منفی SST در بندر بوشهر و اسکله امام حسن (ع)، نشان‌دهنده کاهش ارتفاع سطح آب در این منطقه است. به هر حال اثر فشار جو در منطقه دارای نوسان است.

نیروی باد: مقادیر دامنه تابع عکس‌العمل در بسامد صفر برای مولفه مماسی باد و مؤلفه نرمال باد و انحراف معیار آنها در حدود متر است، پدیده تشدید در توابع عکس‌العمل ظاهر می‌شود و مقدار آن قابل ملاحظه است. بیشترین مقدار دامنه عکس‌العمل بسامد در بندر شهید رجایی دیده می‌شود. مقادیر تابع عکس‌العمل در بسامد صفر، بیش از حد انتظار است. این مسئله ممکن است معلول چند علت باشد.

۸ تعیین توپوگرافی سطح دریا

برای تعیین توپوگرافی سطح دریا لازم است بی‌هنجاری‌های محلی هر کدام از پارامترهای هواشناسی که باعث جدایی MSL از ژئوئید می‌شود، معلوم باشد. برای تعیین سهم اثر فشار جو و درجه حرارت در ایجاد SST از مقدار میانگین منطقه‌ای این پارامترها استفاده می‌شود. از تفاضل مقدار میانگین منطقه‌ای و مقدار میانگین مشاهدات مربوط به هر ایستگاه می‌توان بی‌هنجاری محلی را به دست آورد و سپس با ضرب معمولی آن در $|H(f=0)|$ مقدار SST ناشی از اثر هر پارامتر را محاسبه کرد. خطای استاندارد با استفاده از قانون انتشار خطاها معلوم می‌شود. اگر مقدار میانگین مقادیر مؤلفه‌های مماسی و نرمال نیروی (تنش) باد محاسبه شود و سپس در $|H(f=0)|$ ضرب معمولی شود، سهم اثر مؤلفه‌های مماسی و نرمال در ایجاد SST به دست می‌آید و خطای استاندارد نیز از قانون انتشار خطاها محاسبه می‌شود. مقدار اثر کل از ترکیب مقادیر هر چهار پارامتر در ایجاد SST، برای هر ایستگاه به دست می‌آید. نتایج فوق در جدول‌های ۳ و ۴ ارائه شده است.

۹ تجزیه و تحلیل نتایج

در این قسمت تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از مدل آنالیز طیفی متقابل در مورد هر کدام از ایستگاه‌ها و پارامترهای جوی برای داده‌های اولیه ارائه می‌شود.

درجه حرارت: نتایج دامنه توابع عکس‌العمل نشان می‌دهد که پدیده تشدید در آنها ظاهر می‌شود، به طوری که بعضاً ناهموار شدن $|H(f)|$ در پی دارد. اما علی‌رغم این مشکل، مقادیر دامنه تابع عکس‌العمل در بسامد صفر و مقدار انحراف معیار آنها در حدود سانتی متر است. بیشترین مقدار در بندر شهید رجایی برابر $0.2694\text{ (m/c}^0\text{)}$ است جدول ۱. نتایج حاصل از تعیین SST نشان می‌دهد که سهم اثر درجه حرارت در ایجاد SST در حدود

- الف- وجود نویز در اطلاعات هواشناسی (این مسئله در مقادیر میانگین مؤلفه مماسی و نرمال آشکار است).
- ب- استفاده از اطلاعات روزانه در یک دوره سه ماهه (در چنین وضعیتی، با توجه به دامنه تغییرات حرکت باد که می تواند بسیار گسترده باشد، تغییرات زیادی در
- دامنه تابع عکس العمل به وجود می آورد و در نتیجه می تواند موجب بروز خطا در انترپوله تابع عکس العمل شود).
- ج- اثر نیروی کوریولیس روی باد، یا به عبارتی مؤلفه های مماسی و نرمال باد.

جدول ۱. عکس العمل دامنه بسامد صفر مدل آنالیز طیفی متقابل - داده های اولیه.

ایستگاهها	درجه حرارت m/°C	فشار جو m/mbar	تنش باد $m/10^{-3} N.m^{-2}$	
			مماسی	نرمال
بندر شهید رجایی	0.2694 ± 0.2380	0.5860 ± 0.4563	11.7407 ± 5.5786	8.3495 ± 7.6132
بندر کنگان	0.0779 ± 0.0331	0.3419 ± 0.2704	7.6401 ± 2.9077	5.1455 ± 3.0873
بندر بوشهر	0.1578 ± 0.0015	0.1641 ± 0.1165	7.3604 ± 9.1245	7.1498 ± 9.3417
اسکله امام حسن (ع)	0.2036 ± 0.0751	0.3143 ± 0.2995	10.3847 ± 0.2175	8.7748 ± 7.8864

جدول ۲. عکس العمل دامنه بسامد صفر- مدل آنالیز طیفی متقابل - داده های تعدیل شده.

ایستگاهها	درجه حرارت m/°C	فشار جو m/mbar	تنش باد $m/10^{-3} N.m^{-2}$	
			مماسی	نرمال
بندر شهید رجایی	0.1598 ± 0.1594	0.2520 ± 0.1803	11.7407 ± 5.5786	8.3495 ± 7.6132
بندر کنگان	0.0779 ± 0.0331	0.1580 ± 0.0695	7.6401 ± 2.9077	5.1455 ± 3.0873
بندر بوشهر	0.0741 ± 0.1173	0.1641 ± 0.1165	7.3604 ± 9.1245	7.1498 ± 9.3417
اسکله امام حسن (ع)	0.2081 ± 0.1639	0.3143 ± 0.2995	10.3847 ± 0.2175	8.7748 ± 7.8867

جدول ۳. تغییرات محلی نسبی توپوگرافی سطح دریا- مدل آنالیز طیفی متقابل - داده ها اولیه.

ایستگاهها	درجه حرارت (m) SST _A	فشار جو (m) SST _P	تنش باد (m)		مقدار کل SST (m)
			مماسی SST _M	نرمال SST _N	
بندر شهید رجایی	-0.1873 ± 1.0988	0.0959 ± 1.9611	0.0078 ± 0.1367	-0.0263 ± 0.1324	-0.1098 ± 2.2560
بندر کنگان	-0.0599 ± 0.2553	0.1356 ± 1.2234	-0.0120 ± 0.3286	0.0210 ± 0.3216	0.0846 ± 1.3317
بندر بوشهر	-0.3522 ± 0.5481	-0.0046 ± 0.6593	0.0187 ± 0.1502	0.0055 ± 0.1620	-0.3326 ± 0.8854
اسکله امام حسن (ع)	0.7526 ± 0.9037	-0.1672 ± 1.2376	-0.2935 ± 0.07297	0.1606 ± 0.4324	0.4525 ± 1.7515

جدول ۴. تغییرات محلی نسبی توپوگرافی سطح دریا- مدل آنالیز طیفی متقابل - Data تعدیل شده.

ایستگاه‌ها	درجه حرارت (m) SST _A	فشار جو (m) SST _P	تنش باد (m)		مقدار کل SST (m)
			مماسی SST _M	نرمال SST _N	
بندر شهید رجایی	-0.1152 ± 0.4899	0.1824 ± 0.6926	0.0078 ± 0.1367	-0.0263 ± 0.1324	+0.0488 ± 0.8695
بندر کنگان	-0.0599 ± 0.2553	0.0683 ± 0.4933	-0.0120 ± 0.3286	0.0210 ± 0.3216	+0.0173 ± 0.7211
بندر بوشهر	-0.1673 ± 0.3362	-0.0046 ± 0.0593	0.0187 ± 0.1502	0.0055 ± 0.1620	-0.1478 ± 0.7724
اسکله امام حسن (ع)	0.5648 ± 0.7665	-0.1672 ± 1.2376	-0.2935 ± 0.7297	0.1606 ± 0.4324	0.2648 ± 1.6848

محلی است و فقط در محل صورت پذیرفتن مشاهدات محیطی و مدل‌سازی صورت گرفته صادق است.

در نتایج حاصله مقدار انحراف معیار SST بیش از حد انتظار است که این مطلب می‌تواند ناشی از عوامل متعدد زیر باشد:

۱- مدل‌سازی نشدن سایر عواملی که در ایجاد SST دخالت دارند مانند شوری آب، تغییرات جریان‌های دریایی، عمق آب، توپوگرافی کف دریا، بارندگی، درجه حرارت آب دریا، اثر نیروی کوریولیس روی باد، تخلیه رودخانه‌ها (در این مطالعه تخلیه اروندرود به خلیج فارس)، نیروی جاذبه گرانشی خورشید و ماه و مانند آن.

۲- وجود اختلاف مکانی بین ایستگاه‌های هواشناسی و جزر و مدی. این امر باعث می‌شود که مشاهدات جزر و مدی و هواشناسی به‌طور دقیق بیانگر اثرات متقابل آنها بر سطح آب دریا نباشد و به عبارتی خروجی سامانه فیزیکی، دقیقاً از اثرات ورودی ناشی نشود.

در ایستگاه شماره ۴ (اسکله امام حسن (ع)) مقدار SST برای فصل پاییز ۴۵+ سانتی‌متر و مقدار انحراف معیار آن نیز زیاد است که این امر ناشی از دلایل پیش‌گفته است. البته تخلیه رودخانه اروندرود به خلیج فارس، شکل

اما نتایج حاصل از تعیین SST نشان می‌دهد که سهم اثر مؤلفه‌های مماسی و نرمال باد در ایجاد SST و مقدار انحراف معیار در حدود سانتی‌متر است. بیشترین مقدار مؤلفه مماسی در فصل زمستان در بندر بوشهر برابر (m) 0.0187 و بیشترین مقدار مؤلفه نرمال در فصل زمستان در بندر شهید رجایی برابر (m) -0.0263 است. مقدار منفی مؤلفه مماسی نشان‌دهنده کاهش ارتفاع سطح آب در اثر جریان باد از آب به خشکی است و مقدار مثبت آن عکس این حالت را نشان می‌دهد. مقدار SST در اسکله امام حسن (ع) مربوط به فصل پاییز است.

شکی نیست که توجیه نتایج حاصل از SST به تحلیل دقیق اثرات تغییرات محلی یعنی سرعت باد و حمل آب ناشی از وزش باد بستگی دارد. توپوگرافی محلی می‌تواند تحت تأثیر واکنش ناشی از نیروی باد سطح دریا و حتی نسبت به وسعت باد ساحلی که سطح آب را بالا می‌برد، قرار گیرد.

بحث آماری: عوامل تأثیرگذار بر SST، شرایط فیزیکی و محیطی حاکم بر دریا است که شامل شکل ساحل، توپوگرافی کف دریا و عمق آب می‌شود. از آنجایی که این خصوصیات فیزیکی و محیطی دریا از نقطه‌ای به نقطه دیگر می‌تواند به‌صورت نا پیوسته تغییر کند، در نتیجه، مدل‌سازی صورت گرفته بر مبنای آنالیز طیفی متقابل مدل

جغرافیایی اسکله امام حسن (ع) و دوره زمانی جمع آوری اطلاعات (فصل پاییز) می‌تواند از دلایل دیگر بروز این انحراف معیار بزرگ باشد.

۳- وجود نویز در مشاهدات ورودی را نیز می‌توان در زمره عوامل دیگر محسوب کرد. دستگاه‌های اندازه‌گیری در ارتفاع مشخص در بالای سطح زمین و در نزدیکی ساحل نصب شده‌اند. در نتیجه، پارامترهای هواشناسی دقیقاً در سطح دریا اندازه‌گیری نمی‌شوند و این امر باعث ورود نوعی نویز یا خطا به مشاهدات می‌شود. مثلاً درجه حرارت در ارتفاع دو متری از سطح آب دریا با درجه حرارت در سطح آب دریا، یعنی در ارتفاع صفر، تفاوت دارد. برای نمونه محاسبه درجه حرارت در سطح آب دریا در ایستگاه بوشهر با ماهواره‌های سنجنش از راه دور با مقدار درجه حرارت که توسط ایستگاه هواشناسی اندازه‌گیری شده تقریباً دارای نیم درجه سلسیوس تفاوت است (فرج‌زاده، ۱۳۸۱). گرچه خطای دستگاه‌های اندازه‌گیری را نیز نباید نادیده گرفت (مباشری، ۱۳۷۹). از طرف دیگر عوامل جوئی به‌طور مستقل از هم روی سطح آب دریا اثر نمی‌گذارند بلکه اثرشان وابسته به یکدیگر است. یعنی دارای نوعی وابستگی (correlation) نسبت به هم هستند. فشار جو و درجه حرارت و سرعت باد به هم وابسته‌اند و استقلال ندارند (مری و ونیچک، ۱۹۸۱ و رابرت ۱۹۵۱)، در حالی که در اینجا به‌طور مستقل از هم فرض و اندازه‌گیری شده‌اند تأثیر این امر می‌تواند به صورت نوعی نویز در نتایج ظاهر شود. بر این اساس اقدام به اصلاح داده‌های ورودی و تصفیه و فیلتر سازی آنها شد، یعنی داده‌ها و در نتیجه بهبود قابل ملاحظه‌ای در نتایج مشاهده شد. به این ترتیب به اثباتی عملی در خصوص تأثیر کیفیت داده‌های ورودی و توجیهی مبنی بر اثبات عددی علت بزرگی

انحراف معیارهای حاصل رسیدیم.

در مجموع بعد از اعمال اصلاحات در حد ممکن در اطلاعات ورودی، بهبود قابل ملاحظه‌ای در نتایج حاصل شد که این موضوع را می‌توان در جدول ۴ بررسی کرد. محاسبات با استفاده از داده‌های تعدیل شده نشان می‌دهد که وجود نویز در مشاهدات و اثرات مدل‌سازی نشدن عوامل دیگر، چه میزان موثر بوده و چگونه نتایج حاصل را تحت تأثیر قرار می‌دهد. قطعاً اگر عوامل مدل‌سازی نشده نیز به مجموع محاسبات افزوده شوند نتایج بهتری حاصل خواهد شد. در خاتمه لازم به ذکر است که علی‌رغم دقت مطلق کم، نتایج حاصل، از دقت نسبی مطلوبی برخوردار بوده و بنابر این اختلاف SST بین ایستگاه‌ها می‌تواند با دقت زیادی مورد استفاده قرار گیرد.

۱۰ اثر سهم کل

سهم کل پارامترهای هواشناسی در ایجاد SST حاصل از مدل آنالیز طیفی متقابل از +8 تا -33 سانتی‌متر در فصل زمستان است جدول ۳. همان‌گونه که نتایج نشان می‌دهند، بیشترین مقدار SST در بندر بوشهر و کمترین مقدار آن در بندر کنگان اتفاق می‌افتد.

بیشترین مقدار SST در بندر بوشهر نشان‌دهنده کاهش ارتفاع سطح آب است در حالی که کمترین مقدار SST، در بندر کنگان نشان‌دهنده افزایش ارتفاع سطح دریا را آشکار می‌سازد. نتیجه به‌دست آمده با وضعیت خلیج فارس منطبق است، چرا که بندر کنگان با توجه به موقعیت جغرافیایی آن در خلیج فارس، بیشتر تحت تأثیر جریان آبی خلیج فارس ناشی از دریای عمان قرار دارد. درحالی که به لحاظ دور بودن بندر بوشهر از دریای عمان، این بندر کمتر تحت تأثیر مورد یاد شده است. به عبارت دیگر اثر جریان آبی که در بندر کنگان ایجاد افزایش ارتفاع در سطح آب می‌کند، با حرکت به سمت بندر بوشهر تضعیف می‌شود.

۳- وجود تفاوت مکانی بین ایستگاه‌های هواشناسی و جزر و مدی.

۴- مدل‌سازی نشدن سایر عوامل مؤثر بر SST.

۵- استفاده از LSSA برای کاهش نویز قاعده‌مند و تعیین طیف، بدون خطا نیست.

۶- خطای ناشی از محاسبه $H(f)$ به کمک روش FFT.

۷- خطای ناشی از برون‌یابی برای یافتن $|H(f=0)|$ به کمک یک چندجمله‌ای.

۸- به دست آوردن مقدار میانگین منطقه‌ای فشار جو و درجه حرارت، بدون خطا نیست.

اخیراً ملاحظه شده که MSL در دریا‌های گوناگون، متفاوت است (نهادنچی و شوبر، ۱۹۹۸). این امر به علت هم‌پتانسیل نبودن سطح متوسط آب دریا‌های آزاد است که سبب می‌شود تا ژئوئید را برابر MSL فرض نکنند زیرا سطح MSL یک سطح هم‌پتانسیل نیست. در حالی که در تعریف ژئوئید این شرط لحاظ شده، به هر حال یک تفاوت یا جدایی بین ژئوئید و MSL وجود دارد که حدود ۱ الی ۲ متر است. لذا اگر دقتی بهتر از دو متر نیاز باشد، تقریب ژئوئید از راه سطح متوسط دریا مجاز نیست (سبیر، ۱۹۹۳)، بنابراین برای محاسبه ژئوئید در تقریب اول، می‌توان از MSL استفاده کرد. لکن در تقریب دوم یا بهتر باید SST را به MSL اضافه کرد که در این صورت ژئوئید برابر است با:

$$N = MSL + SST \quad (20)$$

بنابراین باید در هر ایستگاه جزر و مدی SST مدل‌سازی شود و به مقدار MSL همان ایستگاه به آن افزوده شود اضافه تا ژئوئید با دقت زیاد، یعنی ژئوئید دقیق به دست آید. البته ژئوئید حاصل یک ژئوئید دقیق نسبی است و نه مطلق. یکی از کاربردهای عملی SST تبدیل MSL به ژئوئید است که می‌تواند از راه رابطه (۲۰) صورت گیرد. این کاربرد از راه آنجا حائز اهمیت است که در بسیاری از امور مهندسی همچون تعیین مبنای

مقایسه: بررسی نتایج حاصل روشن می‌سازد که سطح آب دریا در بندر شهید رجایی نسبت به سطح آب دریا در بندر بوشهر بالاتر است این نتیجه‌گیری با نتیجه حاصل از تحقیق دیگری (ابوالقاسم، ۱۳۷۳) که در همین زمینه صورت گرفته، سازگار است. در آنجا نشان داده شده که MSL در بندر بوشهر ۱۷ سانتی‌متر پایین‌تر از MSL در بندرعباس است. مقایسه این دو تحقیق نتیجه یکسانی را ارائه می‌دهد که می‌تواند دلیلی بر صحت نتایج حاصل از تحقیق حاضر باشد.

۱۱ بحث و نتیجه‌گیری

هدف از تحقیق حاضر تعیین عکس‌العمل سطح دریا نسبت به پدیده‌هایی مانند فشار جو، درجه حرارت و باد است. عکس‌العمل کلی سطح دریا با توجه به فاکتور دامنه و به صورت تابعی از بسامد، مشخص می‌شود. رفتار سطح دریا با توجه به جزر و مد روزانه و نیم‌روزانه مورد بررسی قرار گرفته است و فن عکس‌العمل بسامد صفر (Zero Frequency Response Technique) برای برآورد SST، استفاده شده است.

نتایج حاصل، حاکی از آن است که SST به دست آمده علی‌رغم خطاهایی که ذکر خواهد شد، به صورت نسبی دارای دقت زیاد و از نظر مطلق دارای دقت کم است. دلایل کم بودن دقت مطلق SST ناشی از عوامل زیر است:

۱- پارامترهای هواشناسی نسبت به زمان به طور پیوسته بر سطح آب دریا اثر می‌گذارند در حالی که در اینجا داده‌ها به صورت گسسته و در بازه‌ای از زمان اندازه‌گیری شده‌اند.

۲- خطای ناشی از انترپوله کردن داده‌های هواشناسی: چون این اطلاعات در فاصله زمانی سه ساعته اندازه‌گیری شده برای محاسبات مدل به کمک انترپوله، به فاصله زمانی نیم ساعت تبدیل شده‌اند.

- Robert, J., 1951, List, Smithsonian meteorological tables, Meteorologist, U. S. Weather Bureau.
- Seeber, G., 1993, Satellite geodesy, Berlin, New York, de Gnyter, 1993.
- Vanicak, P., 1980, Geodesy: The concepts. Elsevier, Science Publishers. B. V. (1986) USA and Canada.

ارتفاعی، MSL، همان ژئوئید فرض شده و از آنالیز جزر و مدی MSL تعیین می‌شود و در حکم مبنای ارتفاعی مورد استفاده قرار می‌گیرد. این موضوع در مورد تایید گنج‌های مبنای تقریباً کلیه کشورهای جهان صادق است و امروزه با توسعه ارتباطات و پروژه‌های بین‌کشوری لزوم یکسان‌سازی مبنای ارتفاعی از موضوعات روز تحقیقات ژئودزی است که حاصل آن می‌تواند راه حلی برای تبدیل صفر ارتفاعی از MSL به ژئوئید باشد.

نتیجه نهایی آنکه علی‌رغم وجود همه عوامل یاد شده، تعیین SST به‌روش آنالیز طیفی متقابل دارای دقت نسبی کافی در بررسی تفاوت SST بین ایستگاه‌های جزر و مدی است و این امر دارای اهمیت کاربردی زیادی است.

تشکر و قدردانی

از سازمان نقشه‌برداری کشور و سازمان هواشناسی کشور که اطلاعات مورد نیاز این تحقیق را فراهم ساخته‌اند کمال تشکر و قدردانی را داریم.

منابع

- ابوالقاسم، ا. م.، ۱۳۷۳، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه مهندسی نقشه‌برداری دانشکده عمران، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی.
- فرج‌زاده، م.، ۱۳۸۱، همایش ژئوماتیک ۸۱ سازمان نقشه‌برداری کشور.
- مباشری، م. ر.، ۱۳۷۹، آشنایی با فیزیک هوا ۱۳۷۹، تهران.
- Bendat, J. S., and Piersol, A. G., 1971, Random Data: Analysis and measurement procedures.
- Merry, C. L., Vanicek, P., 1981, The zero frequency response of sea level to meteorological influences, University of New Brunswick fredericton, N. B. Canada.
- Nahavandchi, H., and Sjöbery, L., 1998, Unification of vertical, datums by GPS and gravimetric geoid models vsing modified stokes formula, Mar Geod., 21, 261-273.