فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۱، شماره ۲، تابستان ۱۳۹۴، صفحهٔ ۲۵۷- ۲۷۱

استفاده از روش نوین «بازیابی اکسترمم» جهت اصلاح داده‌های ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی، منطقهٔ مطالعاتی: خلیج فارس

مهدی خاکی[1*]، احسان فروتن[2]، محمدعلی شریفی[3] و عبدالرضا صفری[4]

۱. دانشجوی کارشناسی‌ارشد، گروه مهندسی نقشه‌برداری، پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران، ایران
۲. محقق، گروه ژئودزی و اطلاعات زمینی، دانشگاه بن، آلمان
۳. استادیار، گروه مهندسی نقشه‌برداری، پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران، ایران
۴. دانشیار، گروه مهندسی نقشه‌برداری، پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۳/۲/۱، پذیرش نهایی: ۹۴/۳/۱۲)

چکیده

استفاده از داده‌های ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی امروزه در تعیین نوسانات سطح دریاها، به‌خصوص آب‌های بسته به دلیل پوشش بالا، در دسترس بودن و دقت داده‌ها افزایش یافته است. با وجود این، در برخی نواحی نظیر آب‌های بسته، دریاچه‌ها، نواحی یخ‌زده، به‌خصوص خطوط ساحلی از دقت این داده‌ها کاسته می‌شود. مقابله با این کاهش دقت هدف این تحقیق است که از طریق مطالعه و اصلاح موج‌های بازگشتی از سطح آب صورت می‌پذیرد. داده‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌های TOPEX/POESIDON و JASON-1 در مناطق ساحلی و کم‌عمق خلیج فارس پرنوسان و نویزی است، لذا نیازمند اصلاح است. چهار روش مختلف برای اصلاح موج‌های دریافتی ماهواره‌ها استفاده شده است، شامل سه روش موجود تکنیک مرکز ثقل، حد آستانه، روش مبتنی بر تکرار کمترین مربعات برای انطباق موج و روش جدید که براساس بازیابی اکسترمم‌ها عمل می‌کند. سه بخش اصلی این مقاله شامل حذف موج‌های نویزی در دو مرحله، طبقه‌بندی موج‌ها و بازسازی و اصلاح آن‌ها، در نهایت استخراج ارتفاع صحیح سطح دریاست. در نهایت، برای بررسی دقت عملکرد میزان خطا و نویز با استفاده از داده‌های تاید گیج، همچنین ژئوئید محاسبه می‌شوند. این مقایسه بیانگر بهبود تا ۰/۳۰۹۲ متر در خطا و ۰/۴۵۷۳ متر در نویز اطلاعات ارتفاعی با استفاده از الگوریتم جدید است.

واژگان کلیدی: ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، اصلاح موج، بازیابی اکسترمم‌ها

۱. مقدمه

امروزه، با وجود روش ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای امکان تعیین سطح متوسط دریا و تعیین ژئوئید در دریاها با دقت بالا به وجود آمده است که پوشش بالای آن‌ها مزیتی نسبت به داده‌های تایدگیج به شمار می‌رود. سابقهٔ روش ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای برای تعیین سطح متوسط دریا و ژئوئید، به چهار دههٔ قبل بازمی‌گردد. ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای برای تعیین ارتفاع سطح آب و عمق و توپوگرافی کف آن، دینامیک اقیانوس‌ها، نوسانات سطح و نیز بررسی تغییرات آب‌وهوایی استفاده می‌شود (فو و همکاران، ۱۹۹۴). علاوه بر آن‌ها، این داده‌ها زمینهٔ فعالیت فراوانی در مباحث ثقل‌سنجی و ژئودزی نیز دارد که مطالعات زیادی در این زمینه صورت گرفته است (مانند هووانگ و همکاران، ۱۹۹۸؛ سندول و اسمیت، ۱۹۹۷). اکثر مطالعات مذکور در اقیانوس‌ها و آب‌های آزاد صورت پذیرفته است اما در سال‌های اخیر به استفاده از داده‌های ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی در آب‌های بسته (مساحت کمتر از km^2 ۳۰۰) و رودخانه‌ها، همچنین یخ‌های قطبی نیز توجه شده است (والی، ۱۹۸۹). این امر به‌خصوص پس از پرتاب ماهواره‌های TOPEX/Poseidon (T/P)، ERS-1 و ENVISAT با قدرت تفکیک مکانی ۷۰۰ متر با توجه به نوع (وجود موج‌ها) و دقت داده‌های آن‌ها (تا چند سانتی‌متر) به کار گرفته شد.

در این تحقیق ناحیهٔ خلیج فارس بررسی شد. خطوط ساحلی و نواحی کم‌عمق خلیج فارس مناطقی‌اند که داده‌های آن‌ها نیاز به بررسی و اصلاح دارد. برای محاسبهٔ ارتفاع سطح آب لازم است برد (Range) اندازه‌گیری‌شده از ارتفاع ماهواره از بیضوی مرجع کسر شود. از مهم‌ترین اندازه‌گیری‌های ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی برد است که در اینجا نیز تصحیحات

*نگارنده رابط: E-mail: Mehdi.Khaki@ut.ac.ir

محاسبه‌شده به آن اعمال می‌گردد. در این پژوهش با دو نوع داده اصلی سر وکار داریم: اولی موج‌ها و دیگری برد مربوط به ماهواره‌های T/P و Jason-1 است که در بخش ۲ راجع به آن‌ها بحث خواهیم کرد. شایان ذکر است که با استفاده از موج‌ها تصحیح مورد نیاز جهت اعمال به برد به‌دست می‌آید. در اقیانوس‌ها و آب‌های آزاد شکل موج‌ها از مدلی به نام براون (۱۹۷۷) پیروی می‌کند که در آب‌های بسته و رودخانه‌ها به دلایل متفاوت مانند کم‌عمقی، نوسانات سطح، یخ‌زدگی، و شرایط نامتعادل جوی این مدل دستخوش تغییر قرارمی‌گیرد، چرا که موج ارسالی از ماهواره پس از برخورد به سطح شکلی بسیار پیچیده‌تر به خود می‌گیرد و باعث می‌شود مقدار پیش‌فرض اندازه‌گیری در موج با نام عدد موج (on-board tracking gate؛ به طور مثال، عدد ۲۴/۵ در ماهوارهٔ T/P) دیگر قابل استناد نباشد و متعاقباً برد اندازه‌گیری‌شده نیز همراه با خطا باشد. از این رو، در اینجا عمل اصلاح موج‌ها و دریافت مقدار صحیح عدد موج (Tracking gate) ضروری است. این عمل تصحیح داده‌ها «اصلاح موج‌های داده‌های ماهوارهٔ ارتفاع‌سنجی» (Retracking satellite radar altimetry) نام دارد.

در این زمینه تحقیقات متفاوتی در نقاط مختلف جهان صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به این موارد اشاره کرد، کنترل سطح آب‌های لوئیزیانا و مطالعهٔ حجم یخ‌های دریای آماندسن (Amundsen) (لی، ۲۰۱۱)، آنالیز سیلاب سال ۱۹۹۷ در نواحی رودخانهٔ سرخ (Red River Basin) (ژانگ، ۲۰۰۹)، پژوهش لی (۲۰۱۱) روی دریاچهٔ هارون (Huron) در آمریکای شمالی و دریای آرال و کنترل داده‌های ماهوارهٔ ارتفاع‌سنجی در دریاچهٔ بالتن (Balaton) (طوریان، ۲۰۱۲).

در این پژوهش علاوه بر استفاده از روش‌های سابق شامل تکنیک مرکز ثقل (OCOG; off center of gravity) (وینگام، ۱۹۸۶) ، حد آستانه (Threshold retracking) (دیویس، ۱۹۹۷)، همچنین روش مبتنی بر تکرار کمترین مربعات (مارتین و همکاران، ۱۹۸۳)، روشی نوین به نام بازیابی اکسترمم (ExtR retracking method) نیز که بر مبنای یافتن لبه‌ها و اکسترمم‌هاست برای اصلاح موج‌ها به کار گرفته شده است. اما پیش از آن ابتدا دو مرحلهٔ پیش‌پردازش روی داده‌ها انجام می‌پذیرد که اولی جهت حذف داده‌های اشتباه (با نام outlier recognition) و دیگری به منظور شناسایی و حذف موج‌های با نویز بالاست (طوریان، ۲۰۱۲). همین‌طور پس از آن به‌منظور سهولت، به‌خصوص افزایش دقت و کارایی مراحل پردازش، قبل از اصلاح موج‌ها آن‌ها (پس از حذف نویزها) در دسته‌های با ویژگی‌های یکسان (عمدتاً از لحاظ هندسی) قرار می‌گیرند تا بسته به نوع آن‌ها روشی خاص برای اصلاح در نظر گرفته شود. این طبقه‌بندی به صورت خودکار در قالب طبقه‌بندی بدون نظارت (unsupervised classification) صورت می‌پذیرد (دابو نیانگ و همکاران، ۲۰۰۷؛ طوریان، ۲۰۱۲).

۲. داده‌ها

۲. ۱. ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی

اساس کار ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی بر ارسال و دریافت پالس است، به این صورت که پالس ارسال‌شده پس از برخورد با سطح آب بازمی‌گردد و ماهواره آن را دریافت می‌کند. داده‌های ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی به دلیل دقت و جامعیت آن‌ها، همچنین در دسترس بودن اهمیت زیادی در مانیتورینگ و بررسی سطح آب‌ها دارد. از مهم‌ترین اندازه‌گیری‌های این ماهواره‌ها می‌توان به اندازه‌گیری برد آن‌ها اشاره کرد. برد به‌دست‌آمده نیازمند اعمال تصحیحات مختلفی از جمله تصحیحات مربوط به تروپوسفر، یونسفر و الکترومغناطیس است (ژانگ، ۲۰۰۹). اما عامل دیگر و مهم‌تری که باید در نظر گرفت سطح مورد برخورد است که بر شکل موج بازگشتی تأثیر می‌گذارد (بنادا، ۱۹۹۷). پس از تصحیح برد، با کم‌کردن مقدار آن از ارتفاع ماهواره می‌توان سطح آب (SSH) را محاسبه کرد (بنادا، ۱۹۹۷). برای این پژوهش داده‌های 10Hz از نوع اس‌دی‌آر (SDR; Sensor Data Record) مربوط به دو ماهوارهٔ T/P و Jason-1 برای خلیج فارس با توان تفکیک 9/915 روز و 315km

پوشش گذر روی استوا تهیه شده است. شکل ۱ مسیرهای عبوری این دو ماهواره روی سطح زمین را در ناحیهٔ مذکور نشان می‌دهد.

برای بررسی بهتر منطقهٔ مورد مطالعه داده‌های دو ماهوارهٔ T/P و Jason-1 در دو گروه اصلی قرار داده شد. اولی شامل سه سری زمانی از ارتفاع‌ها برای هر ماهواره به ترتیب با ۳۶۰ و ۲۶۰ سیکل (تغییر مدار هر دو ماهواره با پرتاب ماهواره‌های جدیدتر که برای T/P از ۱۵ آگوست ۲۰۰۲ در سیکل ۳۶۰ و برای Jason-1 از ۲۶ ژانویهٔ ۲۰۰۹ در سیکل ۲۶۰ این مانور اتفاق افتاد) در سه نقطهٔ بندرعباس (27/1352°E-56/0598°N)، بوشهر (28/9576°E-50/8371°N) و کنگان (52/0594°N-27/8353°E) و سری‌های زمانی به‌دست‌آمده از ماهواره‌ها با سری‌های متعلق به ایستگاه‌های مذکور مقایسه می‌شود. از سوی دیگر، گذرهای ۵، ۱۶، ۸۱، ۹۲، ۱۰۷، ۱۱۸، ۱۵۷، ۱۸۳، ۱۹۴ و ۲۳۳ برای خلیج فارس، دیگری متعلق به هر ماهواره (شامل سیکلی به شماره‌های ۳۶۰ برای T/P و ۲۵۰ برای Jason-1) در نظر گرفته شد. نتایج بازسازی آن‌ها با داده‌های ژئوئید مقایسه شده است.

۲. ۲.موج‌های (Waveforms) ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی

داده‌های مورد استفاده در این پژوهش اس‌دی‌آر (SDR) است؛ یعنی، داده‌های کاملاً خام دریافتی از سنسور ماهواره، موج ارسالی از ماهواره پس از برخورد با سطح آب بازمی‌گردد و ثبت می‌شود که در حالت عادی و در اقیانوس‌ها این موج دریافتی شکلی به صورت شکل ۲ دارد.

این موج‌ها دارای اطلاعات مفیدی راجع به بعد مسافت در نادیر و اطلاعاتی دیگر نظیر نوع سطح بازتابی و نحوهٔ انعکاس است. همان‌طور که در بالا نشان داده‌ایم، این موج کروی پس از برخورد با سطح آب به صورت قائم و بازگشت، مرحله‌به‌مرحله توان دریافتی ماهواره افزایش می‌یابد تا به مقدار ماکزیمم برسد.

بخش‌های مختلف و اصلی موج بازگشتی (شکل ۲ تا ۳) به اختصار به صورت زیر است (همچنین براون، ۱۹۷۰؛ چلتون و همکاران، ۲۰۰۱):

- نویز ابتدایی (Thermal noise). واقع در زمان بین t_0 و t_1، سنجنده خود قبل از اینکه موج را حتی دریافت نماید مقدار معمولاً ثابتی نویز اندازه‌گیری می‌کند و در ادامهٔ دریافت سیگنال نیز این مقدار ثابت وجود دارد.
- لبهٔ پیشین (Leading edge). بخش اصلی موج که بیشترین توان را نیز دارد و برای اندازه‌گیری از آن استفاده می‌شود. اطلاعات مربوط به سطح برخورد (و موج‌های سطح آب)، همچنین برد اندازه‌گیری از این بخش حاصل می‌شود.
- لبهٔ پسین (Trailing edge). بعد از بازتاب لبهٔ پیشین، نوبت این بخش می‌شود که در سطح همچنان توسعه می‌یابد. شیب این بخش به زاویهٔ برد با نادیر و الگوی دریافت سنجنده بستگی دارد.

اما در آب‌های بسته مانند دریاچه‌ها و رودخانه‌های بزرگ و با کاهش سطح و عمق آب این موج بازگشتی شکل نامنظمی پیدا می‌کند که ناشی از عوامل مختلفی از جمله توپوگرافی پیچیدهٔ سطح آب، تأثیر باد و ایجاد نامنظمی در سطح آب، تغییر مدام شکل سطح آب و موج‌هاست. در این صورت مقدار پیش‌فرض ماهواره برای لبهٔ پیشین (برای مثال، ۲۴/۵ برای ماهوارهٔ T/P) صحیح نیست، چون عوامل مذکور باعث جابه‌جایی موقعیت آن می‌شود (ژانگ، ۲۰۰۹؛ لی، ۲۰۱۱). برای تصحیح این گونه حالت‌ها روش‌های گوناگونی وجود دارد که بتوان به درستی برد یا فاصلهٔ ماهواره تا سطح آب را اندازه‌گیری کرد. این فرایند با عنوان اصلاح موج‌ها شناخته می‌شود. انواع مدل موج‌های بازگشتی را می‌توان در دسته‌های زیر جای داد:

۱. Brown model. عمدتاً مرتبط با آب‌های آزاد (مساحت > $4000km^2$)

۲. Flat patch. بازگشتی اغلب از منابع آب‌های کوچک‌تر ($500km^2$ < مساحت < $4000km^2$)

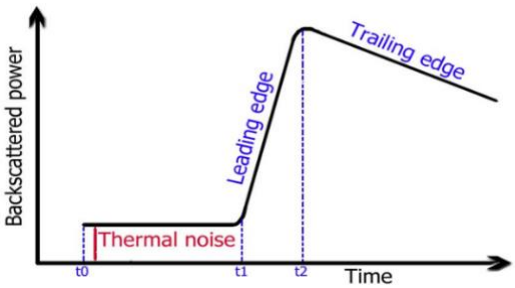
۳. Specular. دریافت بیشتر در خطوط ساحلی

۴. Complex. موج‌های پیچیده در آب‌های خیلی کم‌عمق یا خشکی.

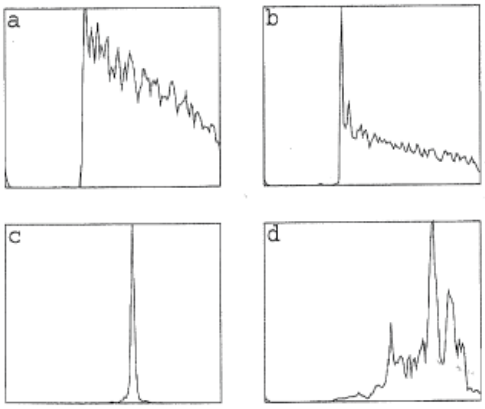
در شکل ۴ نمونه‌هایی از موج‌های مربوط به گذر

۱۳۳ و سیکل ۲۵۰ ماهوارهٔ Jason-1 نمایش داده شده که سعی شده از انواع مختلف در آن گنجانده شود تا تنوع موج‌های دریافتی و متعاقباً ضرورت برخورد با شیوه‌های گوناگون با آنان تا حدودی روشن شود.

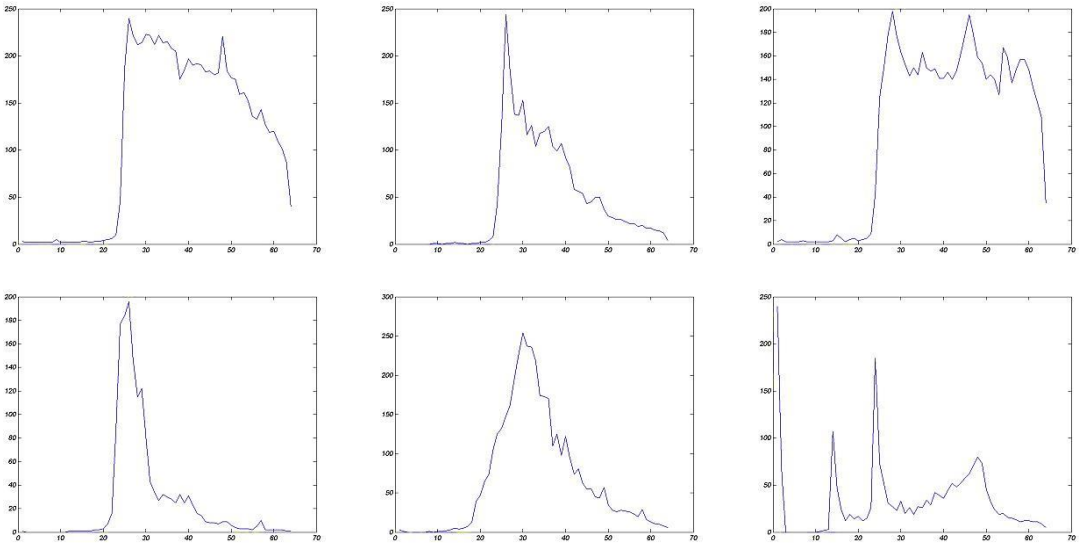
شکل ۱. پوشش ماهوارهٔ T/P و Jason-1 در خلیج فارس به همراه موقعیت سه ایستگاه تاید گیج بندرعباس، بوشهر و کنگان.



شکل ۲. مدل موج براون.



شکل ۳. انواع مدل موج (بری و همکاران، ۲۰۰۵).



شکل ۴. نمونه موج‌های ناحیهٔ مطالعاتی.

۳ حذف نویز

۳-۱ حذف مشاهدات اشتباه

در این مرحله مشاهدات اشتباه حذف می‌شود و این غیر از مشاهدات مربوط به موج‌های پیچیده است (طوریان، ۲۰۱۲). لازم است داده‌هایی که نسبت به سایر داده‌ها اختلاف فاحشی دارد از مجموعهٔ داده‌هایمان حذف شود. اختلاف این مرحلهٔ نویزگیری با مرحلهٔ بعد این است که اینجا ارتفاع سطح دریا استفاده می‌شود، اما در مرحلهٔ بعد، از موج‌ها برای این منظور استفاده می‌شود. در این بخش به دنبال ارتفاع‌هایی هستیم که اختلاف آن با انحراف معیار (standard deviation) مجموعه داده مقدار بالایی باشد و فقط بزرگ‌تر بودن نسبت به سایر داده‌ها ملاک انتخاب نیست. بنابراین به جای مقدار ارتفاع از سطح دریا از مقدار نرمالایزشدهٔ آن استفاده می‌کنیم. این مراحل را باردا (۱۹۶۸) data snooping procedure نامید. برای انجام این فرایند ابتدا باید مقدار باقی‌مانده‌ها را برای هر یک از داده‌ها به‌دست آورد، به این شکل که مقدار میانگین داده‌ها را از هریک از مقادیر ارتفاع‌ها کم کرد. سپس، انحراف معیار را به دست آورد.

$$-k_{\alpha/2} < \frac{e_{i,j}}{\sigma} < k_{\alpha/2} \qquad (۱)$$

که در آن، $K_{\alpha/2}$ مقداری بحرانی است که به صورت تجربی بسته به نوع داده‌ها انتخاب می‌شود؛ α بیان‌کنندهٔ سطح اطمینان و $e_{i,j}$ مقدار باقیمانده است. تمام باقیمانده‌های ارتفاع سطح دریا که مقدار آن‌ها در بازه معادلهٔ (۱) قرارنگیرند از مجموعهٔ داده‌ها حذف می‌شود. نکتهٔ شایان توجه در اینجا این است که بعد از حذف حتی یک داده، انحراف معیار دوباره محاسبه و تمام مراحل مجدد انجام می‌پذیرد. در اینجا کار با سطح اطمینان ۹۷ درصد و مقدار بحرانی ۲/۱۷ انجام گرفت.

۳. ۲. استخراج موج‌های نویزی

به منظور استخراج موج‌های نویزی در اینجا از روشی استفاده می‌کنیم که تا حدی مبتنی بر روش 5β پارامتر است. در این روش، میزان نویز در هریک از موج‌ها با اندازه‌گیری شباهت اصل موج با موج باز سازی شده به روش 5β پارامتر محاسبه می شود. از این رو، بسیار مهم است که پنج پارامتر موج باز سازی شده به دقت محاسبه شود (طوریان، ۲۰۱۲). در ادامه مراحل تجربی تعریف این پارامترها آمده است.

β_1 میزان نویز ابتدایی موج بازگشتی را بیان می‌دارد که ممکن است با میانگین‌گیری از مقادیر سمپل‌های (bins) ابتدایی محاسبه شود. β_2 بزرگی موج بازگشتی است که یکی از حساس‌ترین پارامترها برای تعریف است، به‌خصوص زمانی که موج‌ها در آب‌های کم‌عمق رفتار نویزگونه‌ای از خود نشان می‌دهند. این پارامتر باید با دقت تعریف شود. برای آن از تعریف مقدار ماکزیمم استفاده می‌شود؛ یعنی، هرگاه مشتق تغییر علامت بدهد از مثبت به منفی و البته با در نظر گرفتن مکان این ماکزیمم. β_3 به صورت قراردادی محل قرارگرفتن بیشترین توان منهای سه در نظر گرفته می‌شود. مقدار ۱/۳ برای β_4 به صورت تجربی در نظر گرفته می‌شود و β_5 نیز شیب لبهٔ پسین است که از مقادیر سمپل‌های ماکزیمم و ۶۴ به‌دست می‌آید.

با توجه به اینکه این کار برای تمام موج‌ها انجام می‌گیرد و این نکته که روش 5β پارامتر روشی مبتنی بر تکرار عملیات تا همگرا شدن جواب‌هاست، چون برای تمام موج‌ها امکان همگرایی وجود ندارد، تغییراتی از جمله آنچه در بالا ذکر شد در این روش اعمال شده است. بعد از تعریف پارامترها تابع فیت‌شده ساخته می‌شود. سپس، این تابع با موج اصلی مقایسه و سطح نویز مشخص می‌شود، اما قبل از آن شباهت (cross correlation) بین این دو محاسبه تا میزان جابه‌جایی برای ماکزیمم شباهت به‌دست می‌آید و به کمک آن تابع فیت شیفت داده می‌شود. سپس از آن برای مقایسهٔ موج اصلی بهره گرفته می‌شود تا کمترین میزان نویز استخراج شود. بعد از مراحل بالا برای به‌دست آوردن سطح میزان نویز از تابع ۲ استفاده می شود که مقدار عدم شباهت این دو موج را نشان می‌دهد.

$$\mathrm{diss} = \frac{\sum_{i=1}^{N}(W_i - Y_i)^2}{r(W_{1,2\ldots,N}, Y_{1,2\ldots,N})} \qquad (۲)$$

که در آن، W_i موج اصلی و Y_i موج فیت شده به وسیلهٔ

روش 5β پارامتر است، N تعداد سمپل‌ها و r(W1,2..,N,Y1,2..,N) هم‌بستگی دو موج است. هرچه مقدار عدم شباهت بیشتر باشد، عدم شباهت دو موج بیشتر و در نتیجه سطح نویز بالاتر است. این شاخص برای تمام موج‌ها محاسبه و آستانهٔ مقدار diss = 0/1 در نظر گرفته می‌شود. موج‌هایی که شاخص نویز آن‌ها از این مقدار بالاتر باشد، موج نویزی قلمداد و از مجموعهٔ داده‌ها حذف می‌شود. در شکل ۵ برخی نتایج حاصل از این عملیات آمده است (انتخاب‌شده از گذر ۱۳۳ و سیکل ۲۵۰ ماهوارهٔ Jason-1).

در نهایت، نتایج مربوط به اعمال هر دو مرحلهٔ حذف نویز شامل «حذف مشاهدات اشتباه» و «استخراج موج‌های نویزی» روی تمامی مجموعه داده‌ها در جدول ۳ قراردارد. اکنون پس از انجام مراحل بالا و حذف موج‌های نویزی، موج‌های باقی‌مانده آماده برای طبقه‌بندی است.

۴. طبقه‌بندی

طبقه‌بندی (Classification) یکی از عمده بخش های بحث بازسازی امواج است، چرا که از طریق طبقه‌بندی می‌توان موج‌ها را در دسته‌های مختلف و دارای ویژگی‌های هندسی مشابه با توجه به نوع سطح مورد برخورد قرار داد. در نهایت به هر کدام از این کلاس ها نوع خاصی از روش های بازسازی را اعمال کرد. طبقه‌بندی مرحله‌ای است که باید بعد از مرحلهٔ حذف نویز و قبل از اعمال متدهای متنوع بازسازی انجام گیرد. این عمل از طرق مختلف انجام‌پذیر است که در این بین می‌توان به کارهای آندربرگ (۱۹۷۳)، هارتیگان (۱۹۷۵) و دابونیانگ و همکاران (۲۰۰۷) اشاره کرد. در اینجا از مقالهٔ دابونیانگ و همکاران (۲۰۰۷) استفاده شده است.

روش طبقه‌بندی به دو روش نظارت‌شده (supervised classification) و نظارت‌نشده (unsupervised classification) تقسیم می‌شود. در حقیقت، تفاوت این دو روش در این است آیا کاربر قبل از طبقه‌بندی نیز دخالتی در فرایند طبقه‌بندی دارد؟ در صورت جواب مثبت، طبقه‌بندی جزو روش نظارت شده است. به روش‌های طبقه‌بندی که علاوه بر موج‌ها به یک سری اطلاعات جانبی در مورد منطقه و کلاس‌های مورد نظر نیاز دارد و دخالت عامل انسانی در آن امری اجتناب‌ناپذیر است، طبقه‌بندی نظارت‌شده می‌گویند. این اطلاعات از قبل معلوم است. در حقیقت، هدایت‌گر طبقه‌بندی‌کننده (نظارت‌شده) برای طبقه‌بندی موج هاست که در مرحله‌ای به نام مرحلهٔ تمرینی (Training) با عامل به نرم‌افزار معرفی می‌شود.

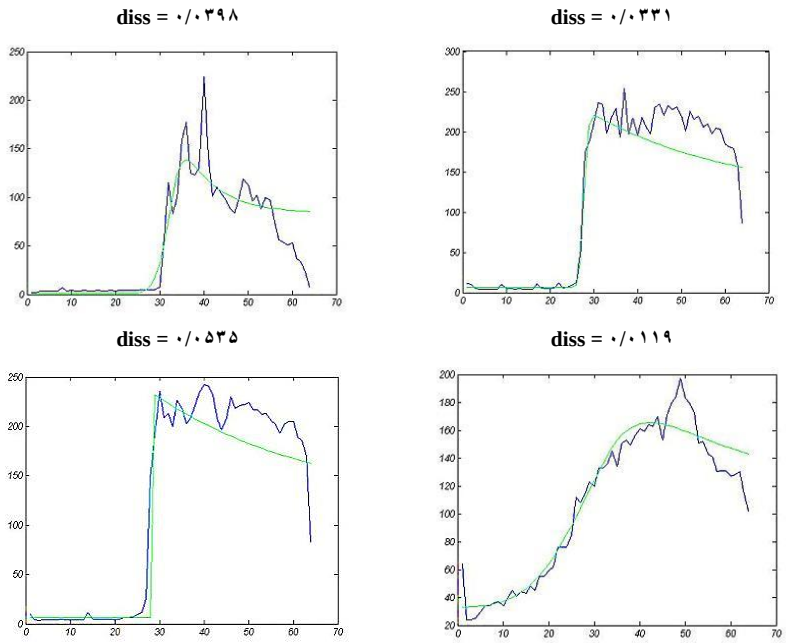
روش‌های طبقه‌بندی تنها متکی بر اطلاعات موج‌ها و بدون دخالت کاربر در کل فرایند را روش‌های طبقه‌بندی نظارت‌نشده می‌نامند. حاصل چنین طبقه‌بندی‌ای موج‌هایی است که در چندین کلاس از قبل نامعلوم طبقه‌بندی شده‌اند. با مراجعه به هر گروه این نکته اثبات شد که موج‌های با ویژگی‌های یکسان از سطوح تا حد زیادی با خصوصیات مشترک به‌دست آمده‌اند. طبقه‌بندی های نظارت‌نشده با استفاده از روش‌های خوشه‌بندی (Clustering) انجام می‌پذیرد. برای طبقه‌بندی انواع موج ها، روش های نظارت‌شده روش‌های به مراتب ساده‌تری است اما در اینجا به علت ماهیت ناشناخته و تصادفی بودن موج‌ها و اینکه اطلاعی از نحوهٔ به وجود آمدن آن‌ها در دسترس نیست، روش نظارت نشده استفاده می شود. این روش‌ها را همان‌طور که گفته شد روش‌های خوشه‌بندی نیز می نامند و در مقالات زیادی در مورد داده های با بعد محدود مطالعه شده است (ازجمله آندربرگ، ۱۹۷۳؛ هارتیگان، ۱۹۷۵).

۴. ۱. نتیجهٔ مراحل طبقه‌بندی

پس از مرحلهٔ حذف نویزها، طبقه‌بندی آن‌ها صورت گرفت که نمونهٔ نتایج به‌دست‌آمده مربوط به گذر ۱۳۳ و سیکل ۲۵۰ ماهوارهٔ Jason-1 در جدول ۲ آمده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود این امواج در چهار گروه مجزا قرارگرفته‌اند که نمونه‌هایی از موج‌های این گروه‌ها در شکل ۶ نشان داده شده است.

گروه ۳ که بیشترین تعداد موج متعلق به آن است، مربوط به بخش عمیق‌تر خلیج فارس با مدل موج براون

است. همان‌طور که پیش از این نیز اشاره شد، اکنون که عمل طبقه‌بندی صورت گرفته می‌توان به راحتی مشاهده کرد که هر گروه شامل مدل موج‌هایی با مشخصات و ویژگی‌های یکسان است که دلیل این یکسانی بازتابش از سطوح مشابه است. حال که این تقسیم‌بندی انجام گرفت، می‌توان با توجه به مدل های هر گروه روش خاصی از بازسازی را به آن گروه اختصاص داد.

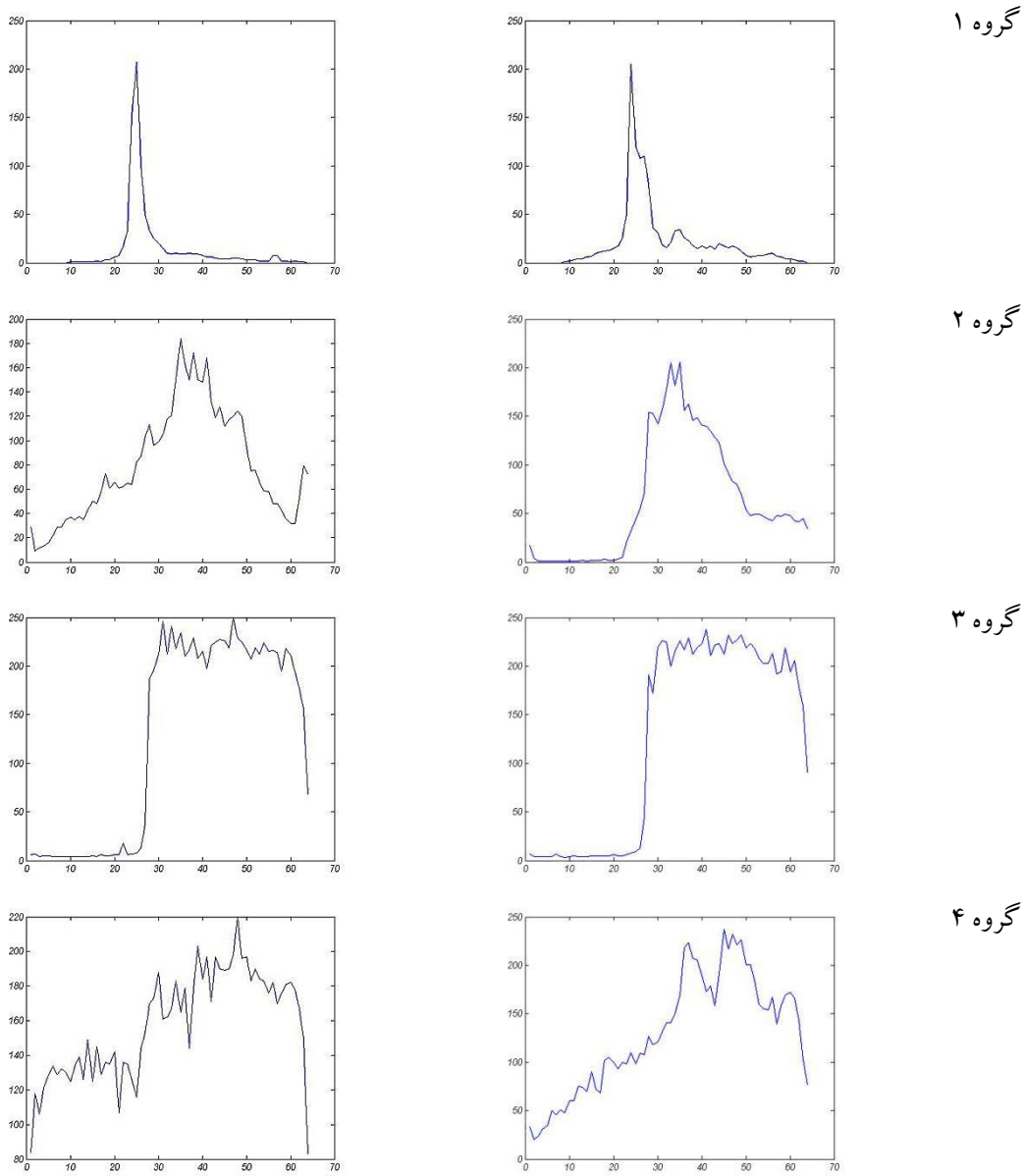


شکل ۵. شاخص نویز بخشی از موج‌ها.

جدول ۱. مقادیر نویز به‌دست‌آمده از موج‌های موجود در تمامی دسته‌ها به درصد.

مجموعه داده	T/P		Jason-1	
	موج‌های اشتباه	مشاهدات نویزی	موج‌های اشتباه	مشاهدات نویزی
بندرعباس	۷/۴	۳/۵	۵/۲	۱/۲
کنگان	۴/۱	۱/۸	۳/۳	۱/۶
بوشهر	۵/۸	۲/۵	۵/۲	۰/۸
گذر ۵	۷/۸	۳/۹	۴/۲	۲/۶
گذر ۱۶	۱۸/۳	۱۳	۱۲/۵	۱۱/۷
گذر ۸۱	۲۰/۱	۱۳/۶	۱۷/۸	۱۰
گذر ۹۲	۶/۳	۱/۷	۳/۴	۰/۶
گذر ۱۰۷	۱۶/۳	۹/۲	۱۱/۷	۴/۵
گذر ۱۱۸	۸/۱	۳/۵	۶	۱/۶
گذر ۱۵۷	۱۰/۸	۷/۲	۹/۱	۶/۴
گذر ۱۸۳	۷/۶	۳	۴/۵	۱/۱
گذر ۱۹۴	۱۱/۷	۲/۸	۵/۳	۱/۴
گذر ۲۳۳	۳/۲	۰/۹	۱/۲	۰/۷

اما در تفسیر نتایج به‌دست‌آمده می‌توان به وضوح ملاحظه کرد که امواج بازگشتی از بخش‌های عمیق‌تر دریا و دورتر از ساحل، شکلی مانند موج براون دارد که البته دور از انتظار هم نبود، چرا که در این نواحی تأثیرات جزر و مدی به مراتب کمتر از خطوط ساحلی ا ست. نمونه‌هایی از این امواج در دستهٔ شمارهٔ ۳ شکل ۶ موجود است. ولی با پیش‌روی به سمت ساحل تعداد موج‌های براون کمتر و تغییرات آن‌ها مشهود است، همان طور که در گروه ۲ شکل ۶ نیز می‌بینیم، این موج‌ها به مرور دچار تغییر می‌شوند. در این بخش امواج به شکل flat patch مشهود است اما همچنان در این بخش نیز مدل براون وجود دارد. از سوی دیگر، در خطوط ساحلی دیگر اغلب موج‌ها شکلی مانند مدل specular دارد که بسته به نوع سطح برخورد موج با زمین می‌توان در این بخش انتظار مدل complex نیز داشت که با مشاهدات همخوانی کامل دارد (گروه ۱ شکل ۶). در قسمت‌های خشکی و دورتر از ساحل همان‌طور که در گروه ۴ شکل ۶ دیگر شکل موج‌ها قابل پیش‌بینی نیست، موج‌ها از نوع complex و دارای پیچیدگی‌های ظاهری است که این پیچیدگی‌ها قابل پیش‌بینی نیست، اما به طور کلی می‌توان گفت هرچه توپوگرافی سطح خشن‌تر و پیچیده‌تر باشد، موج بازگشتی نیز پیچیده‌تر می‌شود. پس از این مرحله، داده‌ها آماده برای بازسازی است و می‌توان هر یک از این گروه‌ها را با روشی خاص پردازش کرد.



شکل ۶. نمونه‌هایی از موج‌های هر گروه.

جدول ۲. نتایج نهایی به‌دست‌آمده از طبقه‌بندی.

گروه‌ها	تعداد موج‌ها
گروه ۱	۲۲
گروه ۲	۱۹
گروه ۳	۹۶
گروه ۴	۳۶

۵. اصلاح موج‌ها

اصلاح موج‌ها (Waveform Retracking) بازسازی فرایندی برای پردازش موج‌ها به منظور بهبود و بالا بردن دقت تعیین برد محاسباتی ماهواره است. خروجی این مرحله تصحیحاتی است که به برد اندازه‌گیری‌شده اعمال می‌شود. از جمله علل وجود این خطا در تخمین برد عمدتاً موارد زیر است:

۱. خطا در الگوریتم این تخمین

۲. محدودیت در اندازه‌گیری و تغییر پیش‌فرض اندازه‌گیری (on-board). این مقدار به صورت پیش‌فرض برای لبهٔ پیشین در نظر گرفته می‌شود که برای ماهوارهٔ T/P، ۲۴/۵ و برای ماهوارهٔ ERS-1/2 مقدار آن ۳۲/۵ است.

۳. آثار توپوگرافی سطح.

در حقیقت با بازســـازی می‌توانیم تک‌تک موارد بالا را بررسی و تصحیح کنیم. از سوی دیگر، می‌توان با در نظر گرفتن روش‌های مختلف بازسازی، سطوح با توپوگرافی متفاوت را به صورت جداگانه بررسی کرد که هر کدام از این روش‌ها تا حدود زیادی در مورد همان ســـطوح مربوط دقیق‌تر عمل می‌کند. اما بازســـازی تنها مختص به آب‌های بســـته و رودخانه‌ها، و یخ‌های قطبی نیســـت و از آن می‌توان برای اقیانوس‌ها نیز اســـتفاده کرد که در این مورد می‌توان با حذف نویز های با طول موج بلند و کوتاه، همچنین انحراف زاویهٔ آنتن (از نادیر) ســـروکار داشـــت. اما در موارد دیگر، به‌خصـــوص ماهواره‌های آلتیمتری، توان پایینی برای محاســـبهٔ اختلاف بین نقطهٔ میانی لبهٔ پیشـین و مقدار پیش‌فرض از پیش طراحی‌شـده دارد (به‌ویژه در آب‌های کم‌عمق، سطوح یخ‌زده و زمین طبیعی) که با استفاده از روش‌های باز سازی می‌توان این نقیصه را برطرف کرد.

روش‌های مختلف بازسازی عبارت‌اند از الگوریتم تابع فیت (روش β پارامتر)، تکنیک مرکز ثقل (Off Center of Gravity -OCOG) و بازسازی حد آستانه (Threshold). هر کدام از روش‌های مذکور برای بازسازی گروه‌های بالا استفاده می‌شود، اما با دقت‌های متفاوت که در ادامه به آن‌ها اشاره خواهد شد.

۵. ۱. تکنیک مرکز ثقل

تکنیک مرکز ثقل (Off Center of Gravity (OCOG))روشی تجربی، سریع و بسیار کارامد بود که همانند روش قبل، وینگام و همکاران (۱۹۸۶) ابتدا برای لایه‌های یخی در داده‌های ماهواره‌های ERS-1/2 استفاده کرد. اما این روش معمولاً در تمام موارد دیگر هم دقت بالایی دارد و براساس محاسبهٔ مرکز ثقل، مستطیلی محصور در موج عمل می‌کند. مشکلی که این روش دارد این است که به مقدار زیادی به شکل موج بستگی دارد و از تمامی سمپل‌های موج بازگشتی استفاده می‌کند. بنابراین، تغییرات در سطح زمین، همچنین تغییر کوچکی در شیب لبهٔ پیشین باعث ایجاد خطا می‌شود (وینگام و همکاران، ۱۹۸۶).

۵. ۲. روش مبتنی بر تکرار کمترین مربعات

الگوریتم مبتنی بر تکرار کمترین مربعات اولین روش موجود است که دارای دقت بالاتری نسبت به روش‌های دیگر است و بیشتر برای لایه‌های یخی کاربرد دارد. این روش را مارتین و همکاران (۱۹۸۳) مطرح کردند. آن‌ها از این روش برای بازسازی تمام موج‌های ماهوارهٔ SEASAT استفاده کردند. اساساً دو نوع ۵ و ۹ پارامتری این الگوریتم وجود دارد. این الگوریتم بیشتر سعی دارد تا تابعی را به موج اصلی فیت کرد. سپس، اطلاعات مورد نیاز را از آن استخراج کند. پنج پارامتری تابعی با یک رمپ (single-ramp) و نه پارامتری تابعی با دو رمپ (double-ramp) را به موج فیت می‌کند. این الگوریتم همچنین با نام الگوریتم ناسا (NASA algorithm) نیز شناخته می‌شود (مارتین و همکاران، ۱۹۸۳).

۵. ۳. بازسازی حد آستانه

به علت وجود خطاهای مذکور در روش قبل، دیویس (۱۹۹۵) روشی تجربی به نام حد آستانه (Threshold) را مطرح کرد که تخمین دقیق‌تری به دست می‌دهد. در این روش موقعیت لبهٔ پیشین با جستجو از سمپل اول برای افزایش درصد اطمینان مشخص می‌شود. یافتن بزرگی یا دامنهٔ موج نیز به همین ترتیب مشخص می شود؛ یعنی، با بررسی تک‌تک سمپل‌ها، این روش با افزایش نویز اولیه (DC bias) پیچیده می‌شود که این مقدار DC با میانگین‌گیری از سمپل‌های ۵ تا ۷ مشخص می شود. این روش در موج های با پیک آنی مناسب است و در بازسازی داده‌های ماهوارهٔ Envisat به کار گرفته شده است (برای مطالعهٔ بیشتر، دیویس، ۱۹۹۵).

۵. ۴. اصلاح با روش بازیابی اکسترمم‌ها

در روش اصلاح با روش بازیابی اکسترمم‌ها (ExtR method) برای به‌دست آوردن لبهٔ پیشین از اکسترمم‌های تابع موج استفاده می‌کنیم. برای نیل به این هدف مراحل زیر دنبال می‌شود:

۱. تخمین یکنواخت‌تر (smooth) تابع موج با استفاده از Moving average.

۲. به‌دست آوردن اکسترمم‌ها.

۳. مشخص کردن لبهٔ پیشین.

همان‌طور که ذکر شد، در ابتدا باید تخمینی یکنواخت‌تر از تابع موج به‌دست آورد. دلیل این امر آن است که در آب‌های بسته موج‌ها به دلیل نوسانات شکل نویزی‌تری دارند که در این حالت به‌دست آوردن اکسترمم‌ها با سختی مواجه می‌شود و عملیات دقت پایینی دارد. از این رو با استفاده از Moving average موج را یکنواخت می‌کنیم (با استفاده از روابط براکول، ۱۹۸۶).

$$X_t = \frac{x_t + x_{t-1} + \cdots + x_{t-(n-1)}}{n} \qquad (۳)$$

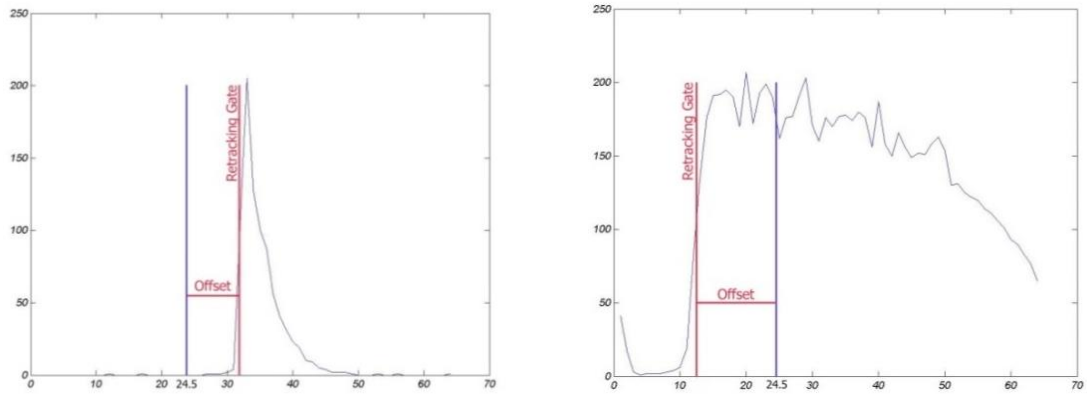
که در آن، X_t مقدار یکنواخت به‌دست‌آمده از x_t (مقادیر موج)، t شمارهٔ مقدار موج و n فاصلهٔ نمونه‌هاست که در اینجا مقدار ۳ در نظر گرفته شده است. به صورتی که در شکل ۵ نشان داده شده پس از یکنواخت‌کردن موج نوسانات ناشی از نویز حذف می‌شود و این الگوریتم نتایج بهتری به دنبال خواهد داشت.

مرحلهٔ بعد به دست آورن مقادیر اکسترمم است. با استفاده از شکل یکنواخت‌شدهٔ موج و نیز شیفت یک واحدی آن و محاسبهٔ اختلاف، مقادیر ماکزیمم و مینیمم را به‌دست می‌آوریم به شکلی که با تغییر علامت بردار اختلاف از منفی به مثبت و برعکس مینیمم و ماکزیمم مشخص می‌شود. از آنجا که این عمل روی تابع یکنواخت صورت می‌گیرد، تعداد اکسترمم‌های به‌دست‌آمده محدودتر است. حال از بین تمام اکسترمم‌های به‌دست‌آمده باید ماکزیمم و مینیمم مربوط به لبهٔ پیشین مشخص شود. همان‌گونه که تا اینجا دیدیم، در اکثر انواع موج‌ها (به جز انواع نویزی و پیچیدهٔ آن) در ناحیهٔ لبهٔ پیشین یک شیفت ارتفاعی محسوس وجود دارد. با استفاده از این نکته نیاز به مقدار حد آستانه داریم. برای به‌دست آوردن این مقدار حد آستانه دو راه وجود دارد. راه اول، به صورت در نظر گرفتن مقدار تجربی حد آستانه به عنوان ارتفاعی و یافتن دو مقدار ماکزیمم و مینیمم متوالی که اختلافشان بیشتر از این مقدار باشد. این روش دارای مزیتی است و آن اینکه نیاز به پردازش دیگری ندارد و به مراتب سریع‌تر است، اما نسبت به روش دوم دقت پایین‌تری دارد. روش دوم که به مراتب دقت بالاتری دارد برای حد آستانهٔ مورد نظر از β_2 و A به ترتیب به‌دست‌آمده از روش‌های β پارامتر و مرکز ثقل به جای مقدار تجربی ثابت بهره می‌بریم. در اینجا نیز اختلاف بین ماکزیمم و مینیمم متوالی باید از این مقدار آستانه بیشتر باشد. در شکل ۸ موقعیت ماکزیمم و مینیمم منتهی به لبهٔ پیشین نمایش داده شده است.

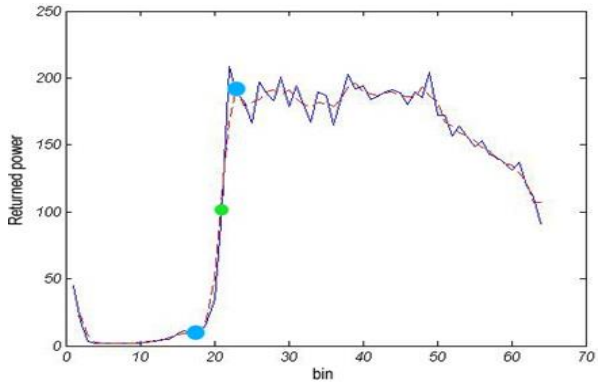
بعد از به‌دست آوردن اکسترمم‌های اصلی و مشخص شدن مکان لبهٔ پیشین اینک می‌توان مقدار صحیح عدد موج را با استفاده از رابطهٔ ۴ محاسبه کرد.

$$\mathrm{AOE} = \frac{n_{max} + n_{min}}{2} \qquad (۴)$$

که در آن، n_{max} و n_{min} به ترتیب مقادیر ماکزیمم و مینیمم به‌دست آمده است. بعد از آن با استفاده از برازش، مقدار bin مربوط که در آن توان موج با میانگین min و max نظیر AOE (Average Of Extremum) برابر باشد، LEP یا همان عدد موج در نظر گرفته می‌شود.



شکل ۷. نمایش فاصلهٔ مورد نیاز برای اصلاح.



شکل ۸. منحنی آبی: موج اولیه، قرمز: موج یکنواخت‌شده به وسیلهٔ Moving average.

۵. ۵. اعمال تصحیحات

پس از محاسبهٔ محل نقطهٔ میانی، حال نوبت به اعمال این تصحیحات است که مطابق رابطهٔ ۵ صورت می‌پذیرد.

$$d_r = (c/2) \times \tau \times (TG - T_0) \qquad (۵)$$

که در آن، τ در بالا نرخ سمپل‌برداری (۳/۱۲۵ برای ماهوارهٔ T/P)، c سرعت نور (299792458 m/s)، T_0 میزان پیش‌فرض اندازه‌گیری (مقدار ۲۴/۵ برای ماهوارهٔ T/P) و TG مقدار به‌دست‌آمده برای مقدار اندازه‌گیری از طریق بخش اصلاح امواج است. در نهایت، برد اصلاح‌شده از طریق اضافه‌کردن مقدار d_r به برد اولیه به‌دست می‌آید.

همان‌طور که ذکر شد، روش‌های مختلف برای موج‌های مختلفی به کار می‌رود. برای نمونه، معمولاً از روش β پارامتر برای مدل‌های تا حدودی شبیه به مدل براون استفاده می‌شود، در حالی که برای موج‌های quasi specular این روش همگرا نمی‌شود. روش‌های مرکز ثقل و حد آستانه برای تمامی امواج غیرنویزی قابل استفاده است. بنابراین، با توجه به موارد ذکرشده تا اینجا به این نتیجه می‌رسیم که قبل از بازسازی، طبقه‌بندی امواج بسیار مهم است، چرا که به کمک آن می‌توان برای هر گروه نوع خاصی از روش‌های بازسازی را به کار برد.

۶. نتایج

۶. ۱. اصلاح موج‌ها

در این بخش ابتدا سری‌های زمانی مربوط به دو ماهواره برر سی می شود. برای برر سی دقت و صحت عملکرد، نتایج این سری‌های زمانی با داده‌های حاصل از تایدگیج مقایسه شد. شکل‌های ۱ و ۲ محل قرارگیری ایستگاه‌های تایدگیج را در نواحی مورد مطالعه نمایش می‌دهد. در مرحلهٔ بعد، مجموعه داده‌های مربوط به گذرهای ماهواره‌ها با داده‌های ژئوئید حاصل از EGM-2008 با 1100km توان تفکیک مکانی در را ستای طول و عرض جغرافیایی مقایسه شد.

۶. ۲. نتایج سری‌های زمانی ارتفاعی (SSHs time series)

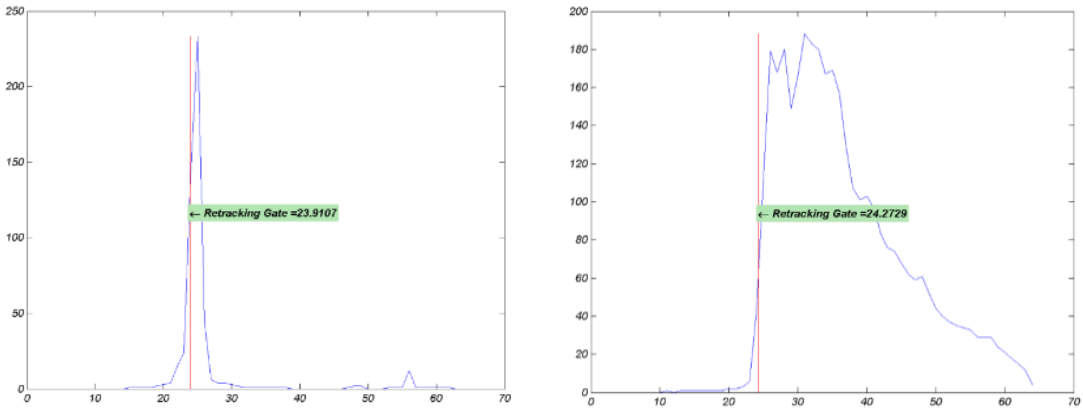
بعد از طبقه‌بندی امواج و دسته‌بندی آنان، مباحث مطرح شده در مورد اصلاح امواج در بخش ۵ را می‌توان بررسی کرد و روی هر دسته (خروجی‌های بخش ۴) اعمال کرد. همان‌طور که پیش از این اشاره شد، هر روش بازسازی برای نوع خاصی از موج بازگشتی مناسب است، چونان که برای موج‌های از نوع براون روش تابع فیت یا برای موج های specular روش های حدآستانه و نیز مرکز ثقل بیشتر به کار می‌آید. همان‌گونه که در بخش‌های قبل دیدیم، موج‌ها در چهار دستهٔ متفاوت قرارمی‌گیرند که این امر به ما این امکان را می‌دهد تا راه‌حل‌های گوناگونی را برای باز سازی امواج به کار بریم. این کار با توجه به توضیحات ذکرشده در بخش 5 صورت می‌گیرد. از این سو، برای بازسازی موج های موجود در دستهٔ ۱ روش تابع فیت به کار می‌رود، در حالی که برای دسته‌های ۲ و ۳ هر دو روش حد آستانه و تکنیک مرکز ثقل قابل استفاده است. اما از روش تابع فیت نمی‌توان بهره برد چرا که این تابع همگرا نمی‌شود.

در مورد موج‌های دستهٔ ۳ روش حد آستانه نتایج به مراتب بهتری از تکنیک مرکز ثقل از خود نشان می‌دهد. در نتیجه اغلب موج‌های موجود در این دسته بهتر است با این روش تصحیح شوند. اما روش جدید که در بخش 4.5 ذکر شد، در اکثر موج‌ها شکل کارآمدتری دارد، به‌خصوص در مورد موج‌های موجود در دسته‌های ۲ و ۳. اما، موج‌های موجود در دستهٔ ۴، به علت وجود نویز بالا در آن‌ها، در مرحلهٔ حذف نویز از مجموعهٔ داده‌ها کنار گذاشته می‌شود. در شکل ۹ می‌توان تعدادی از موج‌ها به همراه موقعیت صحیح لبهٔ پیشین و به‌دست‌آمده از روش های مذکور را ملاحظه کرد. اما همان‌طور که ذکر شد، روش جدید بیان شده در این مقاله ضمن اینکه جامعیت بیشتری نسبت به سایر روش‌ها دارد، از دقت بالاتری نسبت به این روش‌ها، به خصوص روش‌های حدآستانه و مرکز ثقل برخوردار است. می‌توان نتایج حاصل از به کار بردن این روش نسبت به حالتی را که از آن استفاده نشود در شکل ۱۰-ب مشاهده کرد. در این دسته میزان خطای به‌دست‌آمده با استفاده از روش استخراج اکسترمم 0/9118 در مقابل استفاده از روش‌های پیشین با مقدار 0/9543 است که نمایانگر بهبود قابل‌توجهی است.

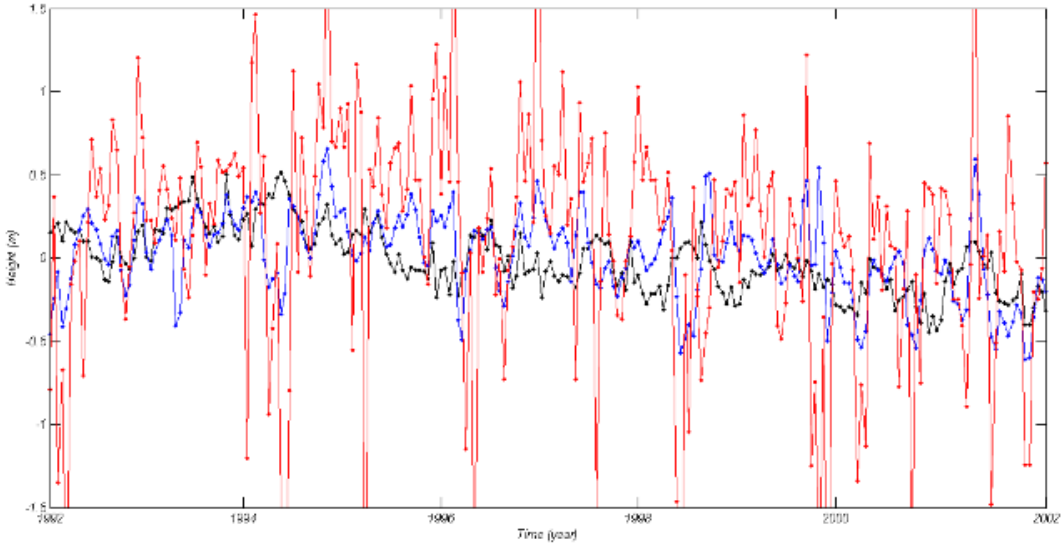
حال برای مقایسهٔ سری زمانی با داده‌های تایدگیج قبل و بعد از بازسازی نیازمند دو معیار میانگین (mean) و RMSایم. با کم‌کردن مقادیر تایدگیج از هر دو سری‌های زمانی قبل و بعد از بازسازی باقی‌مانده‌ها به‌دست می‌آید. حال میانگین و RMS این باقی‌مانده‌ها به ترتیب بیانگر میزان خطا (bias) و سطح نویز است. به طور نمونه RMS به‌دست‌آمده در مورد مجموعهٔ دادهٔ مرتبط با ماهوارهٔ Jason-1 در ایستگاه نوشهر بعد از اصلاح مقدار ۰/۹۱۱۸۵ که از RMS قبل از آن (۰/۹۶۱۴۱) دارای مقدار کمتری است. به همین ترتیب، میانگین مقادیر بعد و قبل از اعمال فرایند بازیابی به ترتیب ۰/۹۹۴۷۷ و ۱/۲۱۵۱ است که هر دو مجموعهٔ این نتایج نشان‌دهندهٔ کاهش قابل توجه مقادیر خطا و نویز است. اکنون، نتایج مقادیر خطا و نویز محاسبه‌شده برای مجموعهٔ داده‌ها را می‌توان در جدول ۳ ملاحظه کرد. علاوه بر آن شکل ۷الف نمایانگر مقایسهٔ سری‌های زمانی قبل و بعد از عملیات اصلاح به همراه داده‌های تایدگیج است که به وضوح می‌توان مشاهده کرد نتایج مشخصاً یکنواخت‌تر (smoother) از سری‌های زمانی ارتفاعی اولیه است.

۶. ۳. نتایج گذرهای ماهواره‌ها (Satellites passes results)

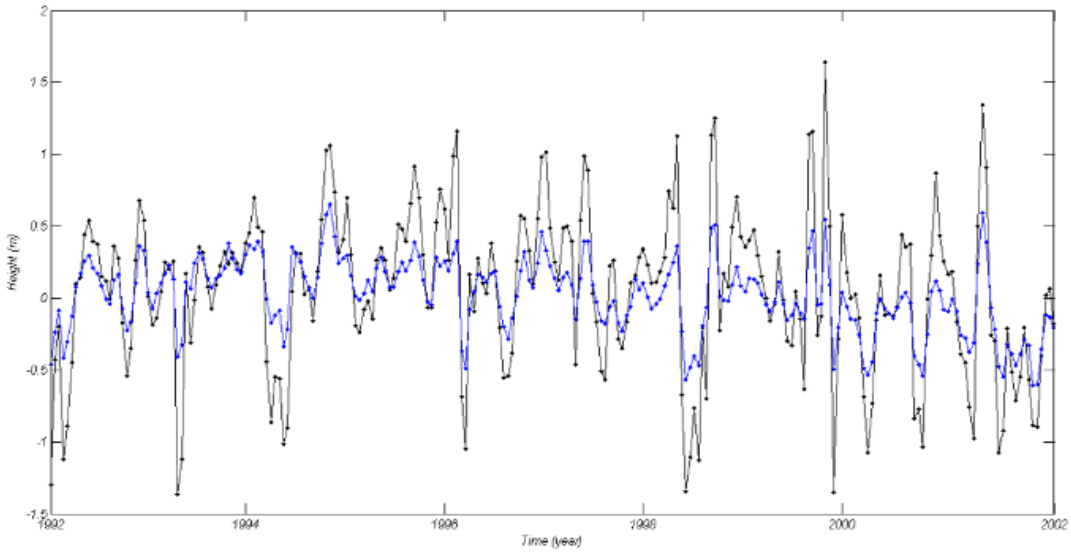
همانطور که در بخش ۶-۱ اشاره شد، برای بررسی بیشتر و دقیق‌تر بازسازی موج‌ها و نتایج آن، گذرهای ماهواره‌ها (T/P و Jason-1) در نظر گرفته شد. داده‌های این بخش شامل سیکل‌های ۳۶۰ (برای T/P) و ۲۵۰ (برای Jason-1) و گذرهای ۵، ۱۶، ۸۱، ۹۲، ۱۰۷، ۱۱۸، ۱۵۷، ۱۸۳، ۱۹۴ و ۲۳۳ در ناحیهٔ خلیج فارس است که پس از اعمال تمامی مراحل مورد اشاره در این پژوهش نتایج آن‌ها با داده‌های ژئوئید EGM-2008 مقایسه شد. با مطالعهٔ آن در جدول ۴ پی به بهبود آن‌ها می‌بریم.



شکل ۹. نمونه موج‌ها به همراه موقعیت لبهٔ پیشین.



(الف)



(ب)

شکل ۱۰. مقایسهٔ سری‌های زمانی به‌دست‌آمده از ماهوارهٔ T/P در محل تایدگیج بندرعباس. (الف) قرمز: سری زمانی اولیه، آبی: سری اصلاح‌شده با کمک روش بازیابی اکسترمم و سیاه: سری حاصل از تایدگیج و (ب) سیاه: سری اصلاح شده تنها با روش‌های پیشین، آبی: سری اصلاح شده با دخالت روش بازیابی اکسترمم (سری‌های تایدگیج، اولیه و اصلاح‌شده برای مقایسهٔ بهتر هم‌مرکز شده است).

جدول ۳. نتایج بازسازی سری‌های زمانی (واحدها به متر).

ماهواره / تایدگیج	Jason-1				TOPEX/Poseidon			
	بعد از بازسازی		قبل از بازسازی		بعد از بازسازی		قبل از بازسازی	
	RMS	Mean	RMS	Mean	RMS	Mean	RMS	Mean
بندرعباس	۰/۵۰۳۱	۰/۲۹۱۶	۰/۹۴۵۰	۰/۴۹۵۶	۰/۶۶۷۲	۰/۳۳۹۵	۱/۱۲۴۵	۰/۶۴۸۷
کنگان	۰/۳۷۷۱	۰/۱۸۶۲	۰/۷۸۵۶	۰/۴۶۸۳	۰/۵۷۵۹	۰/۲۴۹۰	۰/۹۳۳۵	۰/۵۲۰۵
بوشهر	۰/۳۳۹۴	۰/۱۹۴۶	۰/۶۱۸۶	۰/۴۷۱۲	۰/۵۱۰۶	۰/۲۱۵۳	۰/۹۱۷۵	۰/۵۱۶۴

جدول ۴. درصد بهبود نتایج بازسازی گذرهای ماهواره‌ها.

ماهواره←	TOPEX/Poseidon		Jason-1	
گذر ↓	RMS (%)	Mean (%)	RMS (%)	Mean (%)
۵	۲۱	۳۵	۱۴	۲۷
۱۶	۵۳	۷۱	۳۸	۵۵
۸۱	۴۹	۶۸	۳۴	۴۱
۹۲	۷	۱۸	۵	۲۲
۱۰۷	۳۸	۵۷	۳۱	۴۲
۱۱۸	۴۹	۳۲	۳۷	۲۶
۱۵۷	۸	۲۸	۶	۱۶
۱۸۳	۱۳	۳۱	۹	۲۴
۱۹۴	۱۱	۱۹	۸	۱۰
۲۳۳	۷	۲۳	۶	۱۳

۷. نتیجه‌گیری

ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای ابتدا بیشتر در اقیانوس‌ها و آب‌های آزاد به کار گرفته می‌شد و در صورت استفاده از داده‌های آن در آب‌های بسته، کم‌عمق و یخ‌زده نتایج همراه با خطا خواهد بود که ناشی از پیچیدگی موج در یافتی از سطح آب (به دلایل گوناگون از جمله توپوگرافی غیریکنواخت، تداخل خشکی و آب، شرایط نامتعادل جوی، یخ‌زدگی) در این نواحی است که با آب‌های آزاد تفاوت‌های زیادی دارد. در نتیجه داده‌های این ماهواره‌ها در مناطق مذکور قابل اعتماد نیست. در این پژوهش سعی شد علاوه بر توسعهٔ الگوریتم‌های قبلی با روش‌های نوین داده‌های ماهواره‌های T/P و Jason-1 در مجموع شامل ۲۴۹۷ نقطه را در ناحیهٔ خلیج فارس به خصوص سواحل آن بهبود بخشیم. این داده‌ها در دو گروه اصلی گنجانده شد، به ترتیب شامل ۱. سری‌های زمانی ارتفاعی در ناحیهٔ تایدگیج‌ها، و ۲. گذرهای دو ماهواره در یک سیکل. مراتب کار شامل سه بخش عمده و اصلی شامل پیدا کردن و حذف داده‌های نویزی، طبقه‌بندی امواج (جهت انتخاب بهترین روش مختص هر گروه برای اصلاح برد اندازه‌گیری‌شدهٔ ماهواره) و در

نهایت، اصلاح داده است. چهار روش گوناگون برای بازسازی امواج شامل سه روش موجود و روشی جدید با عنوان «بازیابی اکسترمم‌ها» به کار گرفته شد. برای بررسی نتایج کار، خروجی‌ها با داده‌های تایدگیج (برای داده‌های موجود در دستهٔ اول) و ژئوئید (برای داده‌های موجود در دسته دوم) مقایسه شد. نتایج مذکور بیانگر کاهش در هر دو معیار میزان خطا و نویز است. با استفاده از الگوریتم‌های مورد اشاره در اینجا می‌توان از داده‌های ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی نه تنها در اقیانوس‌ها بلکه در منابع مختلف آبی دیگر از جمله دریاچه‌ها و رودخانه‌ها با دقتی بالا استفاده کرد. حال با اصلاح داده های ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی، نتایج را که اینک اطمینان‌بخش‌تر و دقیق‌تر است در زمینه‌های گوناگون از جمله مطالعات ثقل‌سنجی، تغییرات آب‌وهوایی و نوسانات سطحی آن به کار گرفت.

مراجع

Anderberg, M., 1973, Cluster Analysis and Applications. New York: Academic Press.

Baarda, W., 1968, A Testing Procedure for Use in Geodetic Networks." Netherlands Geodetic Commission: Publications on Geodesy – New Series 2 (5): 97-105.

Benada, J. R., 1997, PODAAC Merged GDR (TOPEX/POSEIDON) Generation B User's Handbook, Version 2.0. JPL D-11007. Pasadena: Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology.

Berry, P. A. M., Garlick, J. D., Freeman, J. A. and Mathers, E. L., 2005, Global inland water monitoring from multi-mission altimetry, Geophysical research letter, 32, ۳۹۴-۳۸۲, DOI:10.1029/2005GL022814.

Breakwell, G. M., 1986, Coping with Threatened Identity. London: Methuen.

Brown, G. S., 1977, The average impulse response of a rough surface and its applications, IEEE TRANSACTIONS ON ANTENNAS AND PROPAGATION AP-25.

Chelton, D. B., Ries, J. C., Haines, B. J., Fu, L. L. and Callahan, P. S., 2001, Satellite altimetry and Earth sciences: a handbook of techniques and applications, Fu, L. L. and Cazenave, A. (eds.), pp. 1-132.

Dabo-Niang, S., Ferraty, F. and Vieu, P., 2007, On the using of modal curves for radar waveforms classification, Computational Statistics and Data Analysis, 51(10), 4878-4890.

Davis, C. H., 1997, A robust threshold retracking algorithm for measuring ice-sheet surface elevation change from satellite radar altimeters, IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING 35, 273-279.

Fu, L.-L., Christensen, E. and Yamarone, C. A., 1994, TOPEX/POSEIDON Mission Overview. Journal of Geophysical Research 99. doi:10.1029/94JC01761.

Hartigan, J., 1975, Cluster Algorithms. New York: Wiley.

Hwang, C, Kao, E. C., Parsons, B., 1998, Global derivation of marine gravity anomalies from Seasat, Geosat, ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimeter data, Geophysical Journal International, 134, 449-459.

Li, Y., 2011, Satellite altimetry for hydrological purpose, University of Stuttgart.

Martin, T. V., Zwally, H., Brenner, A. C. and Bindschadler, R. A., 1983, Analysis and retracking of continental ice sheet radar altimeter waveforms, Journal of Geophysical Research, 88(C3), 1608-1616.

Tourian, M.J., 2012, Controls on satellite altimetry over inland water surfaces for hydrological purposes, Thesis in University of Stuttgart, Institute of Geodesy.

Wingham, D. J., Rapley, C. G. and Griffiths, H., 1986, New techniques in satellite altimeter tracking systems, in ESA Proceedings of the 1986 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '86) on Remote Sensing: Today's Solutions for Tomorrow's Information Needs, 3, 1339-1344.

Zhang, M. M., 2009, Satellite radar altimetry for inland hydrologic studies, The Ohio State University Zieger, A., Hancock, D., Hayne, G. and Purdy, C. (1991a), Nasa radar altimeter for the topex/ poseidon project, Proceedings of the IEEE, 79(6), 810-826.

Zwally, H. J., 1989, GSFC retracking algorithms, http://icesat4.gsfc.nasa.gov .