

مطالعه و فرمولاسیون میزان بودجه گرمایی تحت اثر وزش بادهای شدید در خلیج گرگان

حسین مروتی

گروه فیزیک دریا، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

مسعود ترابی آزاد

گروه فیزیک دریا، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

حسام الدین مهرفر*

گروه فیزیک دریا، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

چکیده :

بحث بودجه گرمایی همواره یکی از مهمترین موارد مطالعه فیزیکی دریاها و اقیانوس ها می باشد. پارامترهای مختلفی از قبیل تابش خورشیدی، تابش با طول موج بلند، انتقال گرما بین آب و هوا و انتقال گرما از طریق تبخیر در محاسبه دقیق بودجه گرمایی مؤثر است. در این تحقیق با در نظر گرفتن حوضه بسته خلیج گرگان که به لحاظ زیست محیطی و دریایی از اهمیت خاصی برخوردار است و اطلاعات و داده های موجود از منطقه به مطالعه و فرمولاسیون این پدیده و همچنین استخراج ضرایب محلی در ارتباط با بودجه گرمایی در این خلیج پرداخته ایم که مقدار متوسط سالانه بودجه گرمایی تحت اثر وزش بادهای شدید در خلیج گرگان، ۱۱۸- وات بر مترمربع بدست آمده و بنابراین به این میزان، اتلاف گرما از سطح خلیج صورت گرفته است. از این مقدار، شار تابش موج کوتاه برابر ۱۵۴ وات بر مترمربع، شار خالص تابش موج بلند ۶۷- وات بر مترمربع، شار گرمای محسوس ۲۱- وات بر مترمربع و شار گرمای نهان ۱۸۵- وات بر مترمربع می باشد (علامت منفی بیانگر اتلاف گرما است). برای برقراری توازن گرمایی در منطقه، اتلاف گرما باید جبران شود که می تواند از طریق تبادل آب بین دریای خزر و خلیج گرگان (بصورت جریان های ورودی به خلیج)، روان آب رودخانه ها و بارش صورت گیرد که برابر شار گرمای فرارفت می باشد. بهترین ضرایب محلی بدست آمده برای خلیج گرگان عبارتند از: ضریب درگ $10^{-3} \times 1/88$ ، ضریب شار گرمای نهان $10^{-3} \times 1/60$ و ضریب شار گرمای محسوس $10^{-3} \times 1/62$ ، که در مقایسه با اقیانوس ها و دریاهای باز از تطابق خوبی برخوردار است.

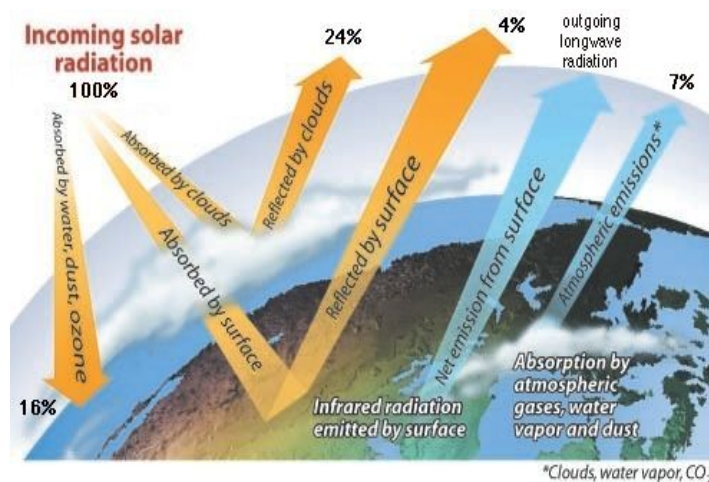
واژه های کلیدی : بودجه گرمایی، خلیج گرگان، تنش باد، ضریب درگ سطح دریا

۱- مقدمه

شارهای گرمایی و تنش باد در سطح مشترک هوا - دریا ارتباط اصلی را بین اقیانوس و جو بوجود می آورند و این کمیت ها در کنترل تبادل انرژی بین دو سیستم اهمیت دارند. امروزه تحقیقات زیادی در زمینه بودجه گرمایی انجام شده و برای اکثر اقیانوس ها و دریاهاى مختلف در جهان محاسبه شده است. از جمله کارهای مهم و جدید در این زمینه می توان به این موارد اشاره نمود: Kara (۱۹۹۹)، ضرایب شار گرمای نهان و محسوس و ضریب درگ را بر حسب سرعت باد و اختلاف دمای هوا- دریا بدست آورده که از دقت بالایی برخوردار بوده و قابل استفاده برای مناطق مختلف می باشد. همچنین به مقایسه محاسبه شارهای گرمایی و تنش باد (در دریای عربی) از طریق روابط ریاضی و استفاده از مدل های جوی- اقیانوسی با بکارگیری بویه ها و ماهواره ها پرداخته که بیانگر دقت فرمول ها برای محاسبه بودجه گرمایی می باشد^(۱). در دانشگاه برگن نروژ، Simonsen and Hagan (۱۹۹۶) بر روی بودجه گرمایی مدیترانه شمالی و شار گرمایی سطحی دریای نوردیک تحقیقاتی انجام داده و مقاله ای را ارائه دادند. در این مقاله با استفاده از داده های فراوانی که از مراکز مختلف دریافت کردند، توانستند نمودارهای تغییرات هریک از جملات بودجه گرمایی را نسبت به ماههای مختلف سال بدست آورند^(۲). همچنین Naoki و همکارانش (۱۹۹۶) با استفاده از روابط موجود بودجه گرمایی دریای ژاپن را محاسبه کردند^(۳). Fan and Brown (۲۰۰۳) از دانشگاه ماساچوست به بررسی بودجه گرمایی برای خلیج کوچک (بین طولهای جغرافیایی ۷۱°۰۶' و ۷۱°۱۸' غربی و عرضهای جغرافیایی ۴۱°۳۶' و ۴۱°۴۸' شمالی) پرداختند که در این تحقیق اثر رودخانه ها نیز در نظر گرفته شده است^(۴) و موارد مشابه دیگر. در داخل کشور نیز در مورد بودجه گرمایی دریای خزر، یعقوبی از دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال (۱۳۸۰) با در نظر گرفتن ویژگیهای بخش جنوبی دریای خزر درباره این دریا روابط بودجه گرمایی را به کار برده و بعد از محاسبات لازم مربوط به هر یک از پارامترها درصد هر یک از جملات مربوطه را به دست آورده و درخاتمه مقادیر حاصل را با حدود اندازه های متوسط جهانی مقایسه نموده و به چگونگی تغییرات و عوامل مؤثر در جملات بودجه گرمایی پرداخته است. در مورد بودجه گرمایی خلیج فارس، جاریانی از دانشگاه کیش (۱۳۸۳) تحقیقاتی انجام داده است. همچنین پرتوی از دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال (۱۳۸۵) به بررسی معادله بودجه گرمایی دریاچه ارومیه پرداخته و هر یک از جملات را برای این دریاچه محاسبه کرده است. ولی در مورد بودجه گرمایی خلیج گرگان تحقیقاتی انجام نشده است. هدف اصلی از این تحقیق محاسبه میزان بودجه گرمایی خلیج گرگان به ویژه در شرایط توفانی می باشد که از اهمیت خاصی در ارتباط با تبادل آب بین دریای خزر و خلیج و تغییرات تراز سطح آب برخوردار است. از نتایج این تحقیق می توان به حرکات و تغییرات ناشی از تبادل گرمایی بین هوا و دریا و همچنین دریافت و اتلاف گرما در خلیج گرگان پی برد.

دمای سطح خورشید در حدود ۵۸۰۰ کلوین است و طبق قانون (استفان - بولتزمان) انرژی به صورت امواج الکترومغناطیس گسیل می دارد که تابش خورشیدی نام دارد. مطابق قانون وین بیشینه تابندگی خورشید به ازای طول موج ۰/۴۸ میکرومتر صورت می پذیرد. تمام تابش خورشیدی که به جو زمین وارد می شود توسط اقیانوس دریافت نمی شود (شکل ۱). اگر تابش رسیده را ۱۰۰٪ در نظر بگیریم، آنگاه ۱۶٪ در اتمسفر جذب می شود، ۲۴٪

توسط ابرها باز تابیده می‌شود، ۷٪ از جو به فضا تشعشع می‌شود و ۴٪ از سطح زمین (به ویژه از دریا) بازتابش می‌شود. بنابراین ۳۵٪ به فضا باز می‌گردد در حالیکه ۶۵٪ آن بصورت انرژی در دسترس است.



شکل (۱) مقدار جذب، بازتابش، انعکاس از ابرها و سطح زمین^(۱۲)

از سطح آب اقیانوس به علت دمای آن طبق قانون تابش (استفان - بولتزمان) انرژی تابشی گسیل می‌گردد. چون دمای سطحی آب اقیانوس در مناطق استوایی در حدود ۲۷ درجه سلسیوس است براساس قانون وین بیشینه مقدار تابندگی از سطح اقیانوس به ازای طول موج ۱۰ میکرومتر یعنی در گستره طول موج فروسرخ روی می‌دهد.^(۵)

بطور متوسط، دمای سطح اقیانوس تقریباً ۰/۸ درجه سلسیوس از دمای هوای بالای آن بیشتر است، بنابراین انتقال مستقیم گرما (انتقال گرمای محسوس) معمولاً از آب به هوا می‌باشد و موجب کاهش انرژی درونی آب اقیانوس و یا از دست رفتن گرما می‌شود. به دو دلیل انتقال گرما در این مسیر راحت‌تر از مسیر مخالف آن است: یکی گرم کردن هوا نسبت به گرم کردن آب انرژی کمتری می‌خواهد، دیگر اینکه انتقال گرما از آب به جو باعث کاهش چگالی هوای مجاور آب می‌شود که این امر موجب ناپایداری شده و منجر به همرفت و آشفتگی در جو و انتقال گرما به بالا می‌شود. ۵۱٪ از گرمای ورودی به اقیانوس صرف تبخیر می‌شود. تحت شرایط طبیعی انتقال مستقیم گرما از دریا به هوا می‌باشد (یعنی هوا بطور طبیعی از پایین گرم می‌شود)، در وضعیت طبیعی هوا از رطوبت اشباع نشده و تبخیر انجام می‌شود. جاهایی که هوای گرم روی آب سرد قرار دارد تقطیر صورت می‌گیرد. در چنین نواحی از اقیانوس اغلب احتمال تشکیل مه وجود دارد بیشتر انرژی که هنگام تقطیر آزاد می‌شود وارد جو می‌شود، بنابراین تقطیر تأثیر بسیار ناچیزی روی بودجه گرمایی اقیانوس دارد.^(۵)

۲- محاسبه بودجه گرمایی دریاها و اقیانوس‌ها

تغییرات گرمایی ذخیره شده در لایه‌های بالایی اقیانوس ناشی از عدم توازن بین ورودی و خروجی گرما از طریق سطح دریا می‌باشد. اینگونه انتقال گرما از طریق سطح، شار گرما در لایه‌های عمیق‌تر خیلی کمتر از شار از طریق سطح می‌باشد. بطور کلی، مجموع تمامی شارهای گرمایی که به اقیانوسها وارد و یا از آنها

خارج می‌شود باید صفر باشد، در غیر این صورت همگی اقیانوسها خیلی گرم یا خیلی سرد می‌شدند. مجموع شارهای گرمایی که به حجمی از آب وارد و یا از آن خارج می‌شوند بودجه گرمایی نامیده می‌شود. جملات اصلی بودجه گرمایی در سطح دریا به این شرح است: شار گرمایی با طول موج کوتاه Q_{SW} ؛ شار گرمایی خالص با طول موج بلند Q_{LW} ؛ شار گرمای محسوس Q_S ، شار گرمایی به خارج از دریا بواسطه هدایت مولکولی؛ شار گرمای نهان Q_L ، شار گرمایی منتقل شده توسط بخار آب؛ شار گرمای فرارفت Q_V ، گرمای انتقال یافته توسط جریانها

$$Q_T = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L + Q_V \quad (5)$$

که Q_T شار خالص گرما (افزایش یا کاهش) گرما است و واحد آن وات بر مترمربع می‌باشد. برای محاسبه این شارها از فرمول های ارائه شده بر اساس اندازه گیری کمیت ها یا متغیرهایی که شارها به آن ها وابسته اند و در همه جای دنیا قابل اندازه گیری هستند استفاده می شود. از بین روابطی که برای محاسبه جملات بودجه گرمایی در یک حوضه دریایی ارائه شده اند فرمول های زیر جدیدتر و لذا دارای دقت بیشتری می باشند به همین علت برای محاسبه جملات شار بودجه گرمایی و کمیت های مرتبط با آن از این روابط استفاده نموده ایم:

۱-۲- شار تابش موج کوتاه (Q_{SW})

در معادله شار بودجه گرمایی نخستین جمله، مربوط به میزان شار انرژی تابشی خورشید است که جذب آب در محل مورد نظر می شود و این شار را می توان با استفاده از رابطه زیر محاسبه نمود: (۶)

$$Q_{SW} = (1-\alpha)Q_C (1-0.62C + 0.0019\theta_N) \quad (1)$$

$$Q_C = K_a Q_I \sin \theta_N \quad (2)$$

$$\theta_N = 90 - (\varphi - \delta) \quad (3)$$

که در این روابط: Q_C : تابش ورودی خورشید که در آسمان صاف به سطح آب می رسد (w/m^2)،
 C : کسر پوشش ابر، θ_N : زاویه ارتفاع خورشید در ظهر (درجه)، α : سپیدایی سطح آب،
 φ : عرض جغرافیایی، δ : زاویه میل خورشید، K_a : ضریب هدایت اتمسفر در آسمان صاف (۰/۷)،
 Q_I : تابش ورودی خورشید به جو در عرض مورد نظر (w/m^2) که از طریق ماهواره ها اندازه گیری می شود. (۱۳)

۲-۲- شار خالص تابش موج بلند (Q_{LW})

جمله مهم دیگری که در بودجه گرمایی تأثیر دارد اختلاف تابش موج بلند آب دریا و تابش برگشتی جو است که تابش خالص موج بلند نام دارد. این شار را می توان با استفاده از مدل های عددی پیش بینی هوا یا مشاهدات ساختار عمودی اتمسفر از عمق سنج اتمسفری محاسبه نمود و یا از فرمول زیر برای محاسبه آن استفاده کرد: (۶)

$$Q_{LW} = \varepsilon \sigma_{SB} T_s^4 (0.39 - 0.05e^{1/2}) (1 - KC^2) + 4\varepsilon \sigma_{SB} T_s^3 (T_s - T_a) \quad (4)$$

که در این رابطه: ε : گسیل مندی جسم ($0 \leq \varepsilon \leq 1$) و برای آب دریا $\varepsilon \cong 0.98$ ، e : فشار بخار آب (mb)،
 σ_{SB} : ثابت استفان بولتزمن ($5/67 \times 10^{-8} \text{ } w m^{-2} k^{-4}$)، T : دما بر حسب کلونین، K : ضریب پوشش ابر که بطور خطی از ۰/۵ در استوا تا ۱ در قطب براساس عرض جغرافیایی تغییر می نماید.

۲-۳- شار گرمای محسوس (Q_s)

این شار از طریق هدایت مولکولی بین دریا و جو مبادله می شود چون عموماً دمای آب سطح دریا بیشتر از دمای هوای مجاور آن است گرمای محسوس معمولاً از دریا به هوا شارش دارد در نتیجه علامت این جمله منفی است. شار گرمای محسوس با مشاهده اختلاف دمای (هوا - دریا) و سرعت باد در مدل های عددی پیش بینی هوا با استفاده از رابطه زیر محاسبه می شود. و قابل اندازه گیری از طریق ابزارهای ماهواره ای نمی باشد. (۱، ۲، ۳، ۴، ۵)

$$Q_s = \rho_a C_s C_p U_{10} (T_a - T_s) \quad (5)$$

$$\rho_a = \frac{100 p_a}{[R_{gas} (T_a + 273.16)]} \quad (6)$$

که در این روابط: ρ_a : چگالی هوا در سطح مشترک هوا-دریا ($kg\ m^{-3}$)، p_a : فشار جو در سطح دریا، (mb)،

C_p : ظرفیت گرمایی ویژه هوا ($1.004/5\ J\ kg^{-1}\ k^{-1}$)، R_{gas} : ثابت گاز ($287/1\ J\ kg^{-1}\ k^{-1}$)،

T_a : دمای هوا در ۱۰ متری بالای سطح دریا و T_s : دمای سطحی آب بر حسب درجه سلسیوس

C_s : ضریب شار گرمای محسوس که بر حسب سرعت باد و اختلاف دمای هوا-دریا از جدول ۱ بدست می آید. (۱)

جدول ۱- ضریب شار گرمای نهان ($C_L \times 10^2$) بر حسب سرعت باد (U_{10}) و اختلاف دمای هوا - دریا ($T_a - T_s$). همچنین مقادیر داخل پرانتز برای ضریب شار گرمای محسوس ($C_s \times 10^2$) می باشد. (۱)

اختلاف دمای هوا-دریا ($^{\circ}C$)	سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری بالای دریا (m/s)							
	<۳	۳-۶	۶-۹	۹-۱۲	۱۲-۱۵	۱۵-۲۰	۲۰-۲۵	>۲۵
$T_a - T_s < -5$	۲/۵۲ (۲/۴۱)	۲/۰۱ (۱/۹۳)	۱/۷۹ (۱/۷۲)	۱/۷۹ (۱/۷۲)	۱/۸۴ (۱/۷۶)	۱/۹۴ (۱/۸۶)	۱/۹۳ (۱/۸۴)	۱/۹۰ (۱/۸۲)
$-5 \leq T_a - T_s < -1$	۲/۰۵ (۱/۹۶)	۱/۶۸ (۱/۶۰)	۱/۵۸ (۱/۵۱)	۱/۶۵ (۱/۵۸)	۱/۷۴ (۱/۶۶)	۱/۸۶ (۱/۷۸)	۱/۸۶ (۱/۷۸)	۱/۸۸ (۱/۷۸)
$-1 \leq T_a - T_s < -0.2$	۱/۶۵ (۱/۵۸)	۱/۴۵ (۱/۳۸)	۰/۴۶ (۱/۴۰)	۱/۵۸ (۱/۵۱)	۱/۶۸ (۱/۶۰)	۱/۸۲ (۱/۷۴)	۱/۸۶ (۱/۷۸)	۱/۸۷ (۱/۷۸)
$-0.2 \leq T_a - T_s < 0.2$	۱/۳۲ (۱/۲۷)	۱/۳۴ (۱/۲۸)	۱/۴۴ (۱/۳۸)	۱/۵۳ (۱/۴۶)	۱/۶۴ (۱/۵۷)	۱/۸۰ (۱/۷۲)	۱/۸۶ (۱/۷۸)	۱/۸۶ (۱/۷۸)
$0.2 \leq T_a - T_s < 1$	۰/۷۲ (۰/۶۹)	۱/۱۲ (۱/۰۷)	۱/۳۶ (۱/۳۰)	۱/۴۸ (۱/۴۲)	۱/۶۱ (۱/۵۵)	۱/۷۵ (۱/۶۷)	۱/۸۳ (۱/۷۵)	۱/۸۵ (۱/۷۷)
$1 \leq T_a - T_s < 5$	۰/۳۰ (۰/۲۹)	۰/۶۷ (۰/۶۵)	۱/۱۷ (۱/۱۲)	۱/۳۶ (۱/۳۰)	۱/۵۸ (۱/۵۱)	۱/۶۸ (۱/۶۰)	۱/۷۹ (۱/۷۲)	۱/۸۴ (۱/۷۶)
$T_a - T_s \geq 5$	۰/۰۷ (۰/۰۷)	۰/۲۲ (۰/۲۱)	۰/۶۹ (۰/۶۶)	۱/۰۶ (۱/۰۱)	۱/۳۹ (۱/۳۳)	۱/۵۹ (۱/۵۲)	۱/۷۴ (۱/۶۶)	۱/۸۱ (۱/۷۳)

۲-۴- شار گرمای نهان (Q_L)

آب دریاها و اقیانوس ها مرتباً بخار می شود. اینگونه تبخیر که ناشی از خروج مولکول ها از سطح آزاد مایع است، تبخیر سطحی نام دارد. مایع در اثر تبخیر سطحی گرمای نهان تبخیر خود را از دست می دهد لذا دمای آن پایین می آید. پس دمای آب دریا در اثر تبخیر سطحی کاهش می یابد یعنی آهنگ انتقال گرمای نهان تبخیر عموماً از دریا به جو صورت می گیرد. این شار با استفاده از رابطه زیر محاسبه می شود. سنجش این شار گرمایی از فضا دشوار است زیرا ابزارهای ماهواره ای به بخار آب نزدیک دریا حساسیت زیادی ندارند. (۱، ۲، ۳، ۴، ۵)

$$Q_L = \rho_a C_L L_E U_{10} (q_a - q_s) \quad (7)$$

$$q_a = RH q_{sat}(T_a) \quad (8)$$

$$q_s = \gamma q_{sat}(T_s) \quad (9)$$

$$q_{sat}(T) = \frac{0.622 e_s(T)}{p_a - 0.378 e_s(T)} \quad (10)$$

$$e_s(T) = 6.1112(1 + 3.46 \times 10^{-6} p_a) \exp[17.50 / (240.97 + T)] \quad (11)$$

که در این روابط: q_a : رطوبت ویژه هوا در ۱۰ متری روی دریا (هوا) / kg (بخار آب) / kg ، RH : رطوبت نسبی (%).

q_s : رطوبت ویژه هوا در سطح دریا (جرم بخار آب به ازای واحد جرم هوا)، γ : ضریب تصحیح شوری (۰/۹۸)،

L_E : گرمای نهان ویژه تبخیر آب ($2/5 \times 10^6 J.kg^{-1}$)، e_s : فشار بخار اشباع (mb).

C_L : ضریب شار گرمای نهان که بر حسب سرعت باد و اختلاف دمای هوا- دریا از جدول ۱ بدست می آید. (۱)

۲-۵- شار گرمای فرارفت (Q_V)

آهنگ دریافت یا اتلاف گرما توسط واحد سطح یک بدنه آبی ناشی از جریان ها را شار گرمای فرارفت گویند. شار گرمای فرارفت به اختلاف دما بین دو توده آبی که به یک منطقه وارد و از آن خارج می شود بستگی دارد. اگر جریان آب ورودی گرم و خروجی سرد باشد شار گرمای فرارفت مثبت است و بر عکس. تا کنون رابطه دقیق و عملیاتی برای محاسبه شار گرمای فرارفت ارائه نشده است و محاسبه دقیق شار گرمای فرارفت در یک منطقه خاص دریایی فعلاً مقدور نمی باشد. اما در تمام محاسبات انجام شده در مقیاس جهانی از شار گرمای فرارفت صرف نظر شده است ($Q_V = 0$). اما این مطلب بطور موضعی و برای حوضه های دریایی مختلف نمی تواند درست باشد و باید مقدار شار را محاسبه کنیم. بنابراین اگر فرض شود در منطقه دریایی مورد نظر توازن گرمایی برقرار باشد، می توان نوشت:

$$Q_T = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L + Q_V = 0 \quad (12)$$

$$Q_T = Q_{surf} + Q_V = 0 \quad (13)$$

$$Q_{surf} = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L \quad (14)$$

اگر دریافت یا اتلاف گرما از سطح دریا وجود داشته باشد در این صورت اقیانوس به جهت حفظ سیستم، در تعادل ترمودینامیکی می بایست گرما را رها یا جذب کند. بنابراین از گردش اقیانوسی رابطه زیر نتیجه می شود:

$$\iint_{ocean} Q_{surf} dA = - \iint_{ocean} Q_V dA \quad (15)$$

اگر سمت چپ رابطه بالا مثبت باشد یعنی انتقال گرما از جو به اقیانوس بوده، در این صورت طرف دوم منفی خواهد شد که بیانگر اتلاف گرما توسط گردش اقیانوسی می باشد. اگر طرف اول منفی باشد، انتقال گرما از اقیانوس به جو می باشد، آنگاه طرف دوم مثبت خواهد شد که گردش اقیانوسی موجب دریافت گرما می گردد. بطور کلی، بودجه گرمایی برای دریاها و اقیانوس ها از طریق روابط ریاضی، مشاهدات دریایی، ماهواره ها و دیگر روش ها بدست می آید. بنابراین اگر ما شار گرمای سطحی (Q_{surf}) را داشته باشیم می توانیم شار گرمای فرارفت (Q_V) را هم بدست آوریم.

۲-۶- آهنگ انتقال گرما از طریق یک منبع دلخواه

اگر یک منبع دلخواه مانند رودخانه هایی با دبی بالا وارد حوضه آبی کوچک مانند یک خلیج بشود می تواند باعث انتقال گرما به خلیج شود که بستگی به میزان دبی و اختلاف دمای منبع و خلیج دارد. در بیشتر مواقع این اثر در مقایسه با دیگر جملات بودجه گرمایی ناچیز و قابل صرف نظر می باشد. آهنگ انتقال گرما از طریق منبع از رابطه زیر بدست می آید: ^(۴)

$$dH/dt = \rho_w C_p V A \delta T = \rho_w C_p U \delta T \quad (16)$$

ρ_w : چگالی آب ($kg\ m^{-3}$)، C_p : گرمای ویژه آب در فشار ثابت ($J/kg\ ^\circ C$)،
 V : سرعت جریان آب (m/s)، A : سطح مقطع رودخانه (m^2)، U : دبی آب (m^3/s)،
 δT : اختلاف دما بین رودخانه و منبع ($^\circ C$)، dH/dt : آهنگ انتقال گرما بر حسب وات
۲-۷- تنش باد (τ)

نرخ انتقال مومنتوم از جو به درون ستون آب با سطح واحد را می توان به صورت زیر نوشت: ^(۱، ۲، ۳)

$$\tau = \rho_a C_D U_{10}^2 \quad (17)$$

که در این رابطه: τ تنش باد (N/m^2)، ρ_a چگالی هوا، U_{10} سرعت باد در سطح مرجع ۱۰ متر و C_D ضریب درگ مربوط به سطح ۱۰ متری است. شواهد گسترده نشان می دهند که ضریب C_D روی دریا به سرعت باد و اختلاف دمای هوا- دریا بستگی دارد. در جدول (۲) ضریب درگ بر حسب سرعت باد و اختلاف دمای (هوا- دریا) محاسبه شده که از دقت بالایی برخوردار است و قابل استفاده برای حوضه های دریایی مختلف می باشد. ^(۱)
 با انتخاب سطح مرجع در ارتفاع ۱۰ متر بالاتر از سطح زمین، ضریب درگ سطح دریا از رابطه زیر بدست می آید: ^(۷)

$$C_D = \frac{U^*}{U_{10}^2}, C_D = 0.001(1.1 + 0.035U_{10}) \quad (18)$$

در ضمن روابط دیگری هم برای ضریب درگ سطح دریا توسط Yelland and Taylor (۱۹۹۶) پیشنهاد شده: ^(۵)

$$1000C_D = 0.29 + 3.1/U_{10} + 7.7/U_{10}^2 \quad (3\ m/s \leq U_{10} \leq 6\ m/s) \quad (19)$$

$$1000C_D = 0.60 + 0.070U_{10} \quad (6\ m/s \leq U_{10} \leq 26\ m/s) \quad (20)$$

مطالعات انجام شده پیشنهاد می‌کنند که ضریب درگ نه تنها به سرعت باد بلکه به مرحله توسعه موج نیز بستگی دارد. مکانیزم فیزیکی عامل این پدیده، این است که سرعت فازی امواج در مجاورت قله طیفی متناسب با سرعت باد است.^(۷)

جدول ۲- ضریب درگ $(C_D \times 10^3)$ برحسب سرعت باد (U_{10}) و اختلاف دمای هوا - دریا $(T_a - T_s)$ ^(۸)

اختلاف دمای هوا- دریا ($^{\circ}\text{C}$)	سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری بالای دریا (m/s)							
	<۵	۵-۱۰	۱۰-۱۵	۱۵-۲۰	۲۰-۲۵	۲۵-۳۰	۳۰-۳۵	>۳۵
$T_a - T_s < -۵$	۱/۸۰	۱/۸۶	۲/۱۰	۲/۳۲	۲/۴۸	۲/۶۴	۲/۸۰	۳/۰۰
$-۵ \leq T_a - T_s < -۱$	۱/۵۶	۱/۷۸	۲/۰۰	۲/۲۵	۲/۴۴	۲/۶۳	۲/۸۰	۳/۰۰
$-۱ \leq T_a - T_s < -۰/۲$	۱/۳۲	۱/۶۰	۱/۹۰	۲/۲۲	۲/۴۲	۲/۶۲	۲/۸۰	۳/۰۰
$-۰/۲ \leq T_a - T_s < ۰/۲$	۱/۲۰	۱/۵۴	۱/۸۷	۲/۱۶	۲/۴۰	۲/۶۰	۲/۸۰	۳/۰۰
$۰/۲ \leq T_a - T_s < ۱$	۰/۹۸	۱/۴۳	۱/۸۰	۲/۱۰	۲/۳۵	۲/۵۷	۲/۸۰	۳/۰۰
$۱ \leq T_a - T_s < ۵$	۰/۶۰	۱/۳۰	۱/۷۲	۲/۰۴	۲/۳۰	۲/۵۴	۲/۷۹	۳/۰۰
$T_a - T_s \geq ۵$	۰/۰۶	۰/۷۷	۱/۴۷	۱/۹۵	۲/۲۶	۲/۵۲	۲/۷۸	۳/۰۰

۲-۸- تنش ناشی از بارش (τ_r)

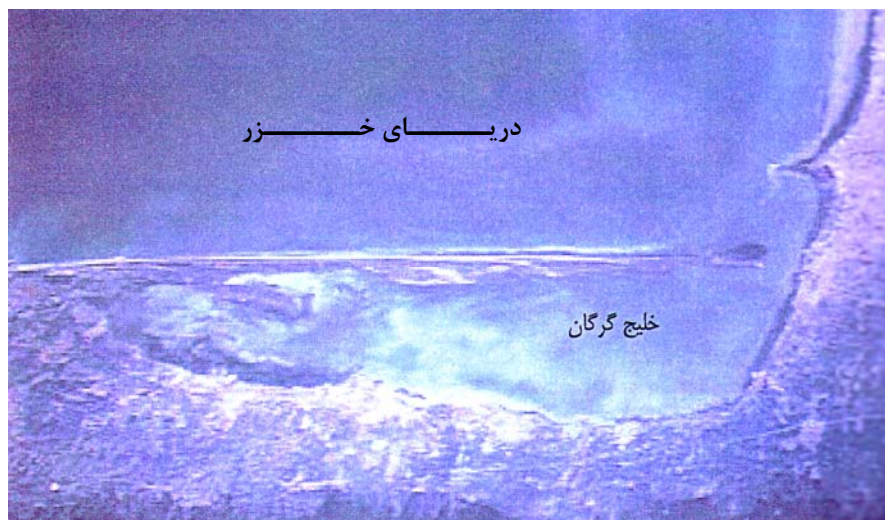
قطرات باران در سطح آب دریا می‌توانند ایجاد اغتشاش کنند به همین دلیل علاوه بر تنش باد می‌توانیم تنش ناشی از بارش باران را هم در نظر بگیریم که البته مقدار آن ناچیز است و در مقابل تنش باد قابل صرفنظر می‌باشد. تنش ناشی از بارش از رابطه زیر بدست می‌آید که R میزان بارندگی (mm/hr) می‌باشد.^(۹)

$$\tau_r = RU_{10}/3600 \quad (۲۱)$$

منطقه مورد مطالعه :

مطالب و تئوری‌هایی که بیان شد برای هر حوضه دریایی خاص قابل محاسبه است. در این مقاله، حوضه دریایی خلیج گرگان را که به لحاظ زیست محیطی و دریایی از اهمیت خاصی برخوردار است مورد بررسی قرار داده ایم. خلیج گرگان با طول تقریبی ۵۰ کیلومتر، عرض حداکثر ۱۲ کیلومتر و مساحت بیش از ۴۰۰ کیلومتر مربع در جنوب شرقی دریای خزر واقع شده و به شکل مثلثی است که رأس آن در بخش غربی قرار دارد. حداکثر عمق آن در مرکز خلیج ۶/۵ تا ۷ متر گزارش شده است. خلیج گرگان بین طول‌های جغرافیایی $۳۶^{\circ} ۳۰'$ و $۵۴^{\circ} ۰۳'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $۳۶^{\circ} ۴۷'$ و $۳۶^{\circ} ۵۴'$ شمالی واقع گردیده است. در این منطقه به دلایل هیدرولوژیکی و زمین شناسی خاص، رودخانه‌های قابل توجهی وجود ندارد و فقط رودخانه قره سو دارای آبی دائمی می‌باشد که به خلیج گرگان منتهی می‌شود به طور متوسط مقدار آب سالانه‌ای که این رودخانه‌ها به خلیج گرگان و دریای خزر می‌ریزند

۲/۹ متر مکعب بر ثانیه و حدود ۶۳ میلیون متر مکعب در سال برآورد می‌گردد. به دلیل عدم وجود جزر و مد قابل توجه در دریای خزر، این خلیج تابع جزر و مد نمی‌باشد. گردش عمومی آب در دریای خزر می‌تواند از طریق مرز باز شمال شرقی خلیج جریانانی را وارد خلیج کند که این تبادل آب باعث انتقال گرما به خلیج می‌شود. دبی آب در این کانال تقریباً ۷۰۰ متر مکعب بر ثانیه برآورد شده است.^(۱۱)



شکل (۲) تصویر ماهواره ای خلیج گرگان

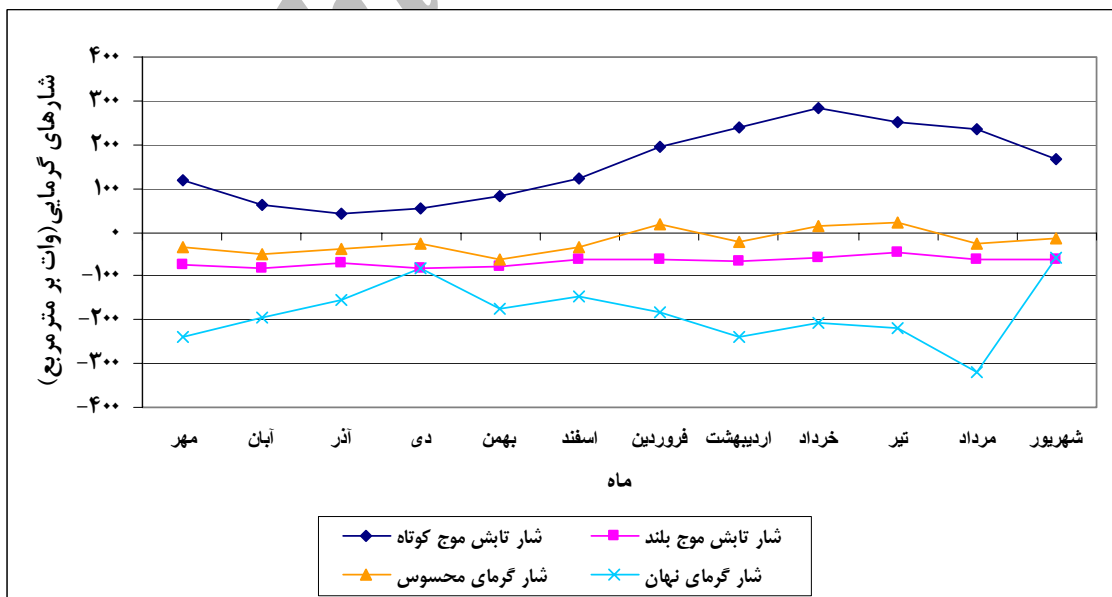
برای بررسی کلیه پارامترهای هواشناسی که برای محاسبه بودجه گرمایی مورد نیاز است سعی شده از ایستگاه‌های هواشناسی که در محدوده داخل حوضه خلیج گرگان واقع شده‌اند و دارای آمار و اطلاعات کامل‌تری هم می‌باشند، استفاده گردد از جمله ایستگاه‌های تیرتاش و بندر ترکمن. داده‌های اولیه (برگرفته از ایستگاه‌های هواشناسی برای سال ۱۳۸۴ به دلیل کامل بودن اطلاعات) شامل دمای هوا، رطوبت نسبی، پوشش ابر، میزان بارندگی، فشار جو در سطح خلیج، فشار بخار آب و سرعت باد می‌باشند که به جهت در نظر گرفتن اثر وزش بادهای شدید از آمار سریع‌ترین سرعت باد در منطقه استفاده شده است (از جمله ایستگاه بابلسر چون آمار این ایستگاه در تراز ۱۰ متری اندازه‌گیری می‌شود نیاز به تصحیح ندارد و با توجه به اینکه آمار دو ایستگاه گرگان و بابلسر اختلاف چندانی با هم نداشتند). همچنین دمای سطحی آب با استفاده از تصاویر ماهواره ای^(۱۴) (مربوط به دمای سطحی دریای خزر) و داده‌های موجود بدست آمده است. بقیه پارامترها بر اساس این داده‌ها و روابط ذکر شده محاسبه شده‌اند. با توجه به داده‌های مورد نیاز خلیج گرگان در جدول شماره ۳، میزان بودجه گرمایی خلیج در فصول مختلف مطابق جدول ۴ محاسبه شده است.

جدول ۳- پارامترهای مورد نیاز برای محاسبه بودجه گرمایی در خلیج گرگان (۱۳۸۴)

شهر بزر	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	پارامتر
۲۵/۳	۲۸/۳	۲۷/۱	۲۵/۱	۲۱/۵	۱۷	۹	۶/۴	۷/۳	۸/۲	۱۴/۸	۱۹/۱	T_a ($^{\circ}C$)
۲۶/۱	۳۰	۲۶/۳	۲۴/۵	۲۲/۶	۱۶/۵	۱۰/۲	۸/۵	۸/۸	۹	۱۶/۳	۲۰/۱	T_s ($^{\circ}C$)
۱۰۱۵/۷	۱۰۰۸/۲	۱۰۱۰/۸	۱۰۱۱/۱	۱۰۱۱/۹	۱۰۱۶/۲	۱۰۲۱/۱	۱۰۱۷	۱۰۱۵/۳	۱۰۲۱/۱	۱۰۱۷/۷	۱۰۱۹/۹	P_a (mb)
۱/۱۸	۱/۱۶	۱/۱۷	۱/۱۸	۱/۲۰	۱/۲۲	۱/۲۴	۱/۲۵	۱/۲۶	۱/۲۶	۱/۲۳	۱/۲۱	ρ_a (kg/m^3)
۸	۸/۵	۱۱/۵	۱۲/۷	۱۰/۵	۱۶	۱۳/۷	۱۴/۸	۹/۳	۲۱/۵	۱۵	۱۷	U_{10} (m/s)
۷۶	۷۲	۷۴	۷۷	۷۶	۷۷	۷۸	۷۷	۸۱	۸۵	۸۶	۸۴	RH (%)
۳۲/۳۵	۵۹/۳۸	۳۵/۹۷	۳۱/۹۶	۲۵/۷۲	۱۹/۴۳	۱۱/۵۲	۹/۶۴	۱۰/۲۶	۱۰/۹۱	۱۶/۸۸	۲۲/۱۷	$e_s(\tau_a)$ (mb)
۳۳/۹۲	۴۲/۵۷	۳۴/۳۲	۳۰/۸۴	۲۷/۵	۱۸/۸۲	۱۲/۴۸	۱۱/۱۴	۱۱/۳۶	۱۱/۵۲	۱۸/۵۸	۲۳/۵۵	$e_s(\tau_s)$ (mb)
۱۵/۲۴	۱۷/۴۰	۱۶/۶۰	۱۵/۳۲	۱۲/۱۲	۹/۲۰	۵/۴۹	۴/۵۵	۵/۱۱	۵/۶۷	۸/۹۳	۱۱/۴۵	q_a (g/kg)
۲۰/۶۰	۲۶/۱۵	۲۰/۹۶	۱۸/۸۰	۱۶/۷۳	۱۱/۳۶	۷/۴۸	۶/۷۰	۶/۸۵	۶/۹۰	۱۱/۲۰	۱۴/۱۹	q_s (g/kg)
۰/۶۲	۰/۲۵	۲/۱۲	۱/۶۰	۰/۶۴	۲/۰۲	۱/۹۲	۰/۱۲	۰/۶۴	۰/۹۹	۱/۷۷	۰/۶۴	R (mm/h)
۲۴/۴۶	۲۶/۸۲	۲۵/۶۵	۲۱/۷۰	۱۸/۱۷	۱۲/۸۴	۱۰/۸۱	۸/۴۱	۸/۳۴	۱۰/۴۰	۱۲/۴۳	۱۷/۱۰	e (mb)
۳	۱۴	۲۱	۲۳	۱۸	۱۰	-۲	-۱۳	-۲۱	-۲۳	-۱۸	-۸	δ (degree)
۵۴	۶۷	۷۴	۷۶	۷۱	۶۳	۵۱	۴۰	۳۲	۳۰	۳۵	۴۵	θ_N (degree)
۷	۶	۵	۵	۵	۶	۸	۱۰	۱۲	۱۲	۱۱	۹	α (%)
۰/۳۷	۰/۳۷	۰/۵۰	۰/۳۷	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۶۲	۰/۵۰	۰/۳۷	۰/۵۰	۰/۳۷	۰/۲۵	C
۱/۶۰	۱/۷۸	۱/۸۰	۱/۸۰	۲/۰۰	۲/۱۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۱/۷۸	۲/۴۲	۲/۲۵	۲/۲۵	$C_D \times 10^3$
۰/۴۶	۱/۵۸	۱/۴۸	۱/۶۱	۱/۶۵	۱/۷۵	۱/۷۴	۱/۷۴	۱/۶۵	۱/۸۶	۱/۸۶	۱/۶۸	$C_L \times 10^3$
۱/۴۰	۱/۵۱	۱/۴۲	۱/۵۵	۱/۵۸	۱/۶۷	۱/۶۶	۱/۶۶	۱/۵۸	۱/۷۸	۱/۷۸	۱/۶۰	$C_S \times 10^3$

جدول ۴- محاسبه شارهای گرمایی و تنش باد در خلیج گرگان (۱۳۸۴)

پارامتر / ماه	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سالانه
Q_I (w/m^2)	۲۸۵	۲۱۴	۱۸۰	۲۰۱	۲۶۲	۳۳۹	۴۱۴	۴۶۱	۴۸۳	۴۷۰	۴۳۰	۳۶۵	۳۴۲
Q_{SW} (w/m^2)	۱۱۹/۴	۶۴/۰	۴۱/۴	۵۶/۰	۸۱/۲	۱۲۰/۹	۱۹۶/۵	۲۳۹/۰	۲۸۵/۱	۲۴۹/۵	۲۳۳/۸	۱۶۷/۸	۱۵۴/۵
Q_{LW} (w/m^2)	-۷۵/۸	-۸۱/۳	-۶۸/۷	-۸۳/۳	-۷۹/۳	-۶۱/۳	-۶۳/۸	-۶۶/۸	-۵۶/۷	-۴۴/۳	-۶۳/۷	-۶۰/۴	-۶۷/۱
Q_S (w/m^2)	-۳۳/۰	-۴۹/۵	-۳۸/۷	-۲۷/۸	-۶۱/۶	-۳۳/۹	۱۶/۳	-۲۲/۰	۱۴/۰	۲۰/۳	-۲۵/۳	-۱۲/۱	-۲۱/۱
Q_L (w/m^2)	-۲۳۸/۴	-۱۹۴/۴	-۱۵۴/۹	-۸۴/۳	-۱۷۳/۱	-۱۴۶/۵	-۱۸۴/۴	-۲۳۹/۶	-۲۰۸/۷	-۲۱۷/۱	-۳۲۰/۷	-۵۸/۱	-۱۸۵/۰
Q_T (w/m^2)	-۲۲۷/۸	-۲۶۱/۴	-۲۲۰/۹	-۱۳۹/۴	-۲۳۲/۸	-۱۲۰/۸	-۳۵/۵	-۸۹/۴	۳۳/۷	۸/۴	-۱۷۵/۹	۳۷/۲	-۱۱۸/۷
τ (N/m^2)	۰/۷۸۶	۰/۹۱۶	۱/۴۰۰	۰/۱۹۳	۰/۵۴۷	۰/۴۶۵	۰/۶۵۵	۰/۲۶۳	۰/۳۴۲	۰/۵۲۴	۰/۳۶۱	۰/۱۲۰	۰/۵۴۰
τ_r (N/m^2)	۰/۰۰۳	۰/۰۰۹	۰/۰۰۶	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰۴	۰/۰۰۰۷	۰/۰۰۰۹	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۰۵	۰/۰۰۰۸	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۰۴



شکل (۳) جملات بودجه گرمایی برای خلیج گرگان بر حسب ماه های مختلف سال (۱۳۸۴)

بحث و نتیجه‌گیری

- ۱- مقدار متوسط سالانه شار خالص گرما در خلیج گرگان، ۱۱۸- وات بر مترمربع می باشد بنابراین به این میزان، اتلاف گرما از سطح خلیج صورت گرفته است. از این مقدار، شار تابش موج کوتاه 154 w/m^2 ، شار تابش خالص موج بلند 67 w/m^2 -، شار گرمای محسوس 21 w/m^2 - و شار گرمای نهان 185 w/m^2 - می باشد (علامت منفی بیانگر اتلاف گرما است). برای برقراری توازن گرمایی، این اتلاف گرما باید جبران شود بنابراین لازم است همین مقدار شار گرمایی (۱۱۸ وات بر مترمربع) توسط تبادل آب بین دریای خزر و خلیج گرگان، بارش و روان آب رودخانه‌ها وارد خلیج گردد که شار گرمای فرارفت در وضعیت توازن گرمایی می باشد.
- ۲- آهنگ انتقال گرما از طریق تبادل آب بین دریای خزر و خلیج گرگان در حدود $1/5 \times 10^6$ کیلووات برآورد شده است. این مقدار همان گرمای فرارفت در منطقه می باشد. همچنین آهنگ انتقال گرما از طریق رودخانه‌ها به خلیج تقریباً $0/05 \times 10^6$ کیلووات می باشد که قابل صرفنظر است.
- ۳- ضرایب شار گرمای نهان و محسوس و همچنین ضریب درگ با دقت خوبی برای اولین بار در خلیج گرگان بدست آمده است. این ضرایب علاوه بر سرعت باد و اختلاف دمای هوا- دریا به رطوبت نسبی و بخار آب موجود در هوا نیز بستگی دارد و ضروری است که در محاسبه بودجه گرمایی و تنش باد، منظور شوند. میانگین سالانه این ضرایب در خلیج گرگان، $C_D = 1/88 \times 10^{-3}$ ، $C_L = 1/60 \times 10^{-3}$ و $C_S = 1/62 \times 10^{-3}$ می باشد.
- ۴- میانگین سالانه تنش باد در خلیج گرگان $0/5$ نیوتن بر مترمربع می باشد. تنش باد نقش مهمی در کنترل نوسانات تراز سطح آب و تغییرات دمای سطحی دارد. همچنین میانگین سالیانه تنش ناشی از بارش در این منطقه $0/004$ نیوتن بر مترمربع بدست آمده و ملاحظه می شود که تنش ناشی از بارش در مقایسه با تنش باد در این خلیج قابل صرفنظر می باشد.
- ۵- وزش بادهای شدید در منطقه، بیشترین اثر را بر شار گرمای نهان داشته و باعث افزایش آن گردیده و در نتیجه تبخیر بیشتری صورت گرفته که هم موجب اتلاف گرما و هم تغییر تراز سطح آب می شود. اگر محاسبات بر اساس سرعت باد معمولی انجام شود در این صورت مقدار متوسط سالانه شار گرمای نهان 50 w/m^2 -، شار گرمای محسوس 6 w/m^2 - و شار خالص گرما 31 w/m^2 بدست می آید و مقدار دو جمله دیگر یعنی شار تابش موج کوتاه و شار تابش موج بلند تغییر نمی کند. در این حالت با در نظر گرفتن توازن گرمایی، مقدار شار گرمای فرارفت برابر قرینه شار گرمای سطحی یعنی 31 - وات بر مترمربع می باشد. بنابراین وزش بادهای شدید با تأثیر بر جمالات شار گرمای نهان و شار گرمای محسوس اثر قابل ملاحظه ای بر کل بودجه گرمایی دارد.

Reference

- 1- Kara, A. B. , *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17**, 1421 (1999)
- 2- Simonsen, K. and Haugan, M., *Journal of geophysical Research*, **101**, C3, 6533 (1996)
- 3- Naoki, H., Kim, C. and Yoon, J. H., *Journal of oceanography*, **52**, 553 (1996)
- 4- Fan, Y. and Brown, W., *The Heat Budget for Mt. Hope Bay*, The School for Marine Science and Technology University of Massachusetts Dartmouth, (2003)
- 5- Stewart, R. H., *The Oceanic heat budget* , Department of Oceanography, Texas A&M University, (2005)
- 6- Emery, J. W., Talley, L. D. and Pickard, G. L., *Descriptive physical oceanography* Elsevier, (2005)
- 7- *Coastal Engineering Manual*, Part2, U.S. Army Corps of Engineers guidance, (2006)
- 8- Kara, A. B., *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **22**, 1080 (2004).
- 9- Bye John, A. T. and Jenkins, D., *Journal of geophysical Research*, **111**, C03024, 1 (2005)
- 10- Wunsch, C., *Journal of Climate*, **18**, 4374 (2005)
- 11- Pourmandi Yekta, A. H., Esfandyarnezad, A. and NabiAllahdadi, M., *Water Exchange Evaluation Between Caspian Sea & Gorgan Bay*, Water Research Center, Ministry of Energy (2003)
- 12- <http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/IntroOc/notes/lecture04.html>
- 13- www.aom.giss.nasa.gov/solar
- 14- http://planet.iitp.ru/english/index_eng.htm

Archive of SID