

بررسی تحلیلی شار تابشی در پوسته سطحی آب با هدف کاربرد در سنجش از دور SST

محمد رضا مباشری^۱، امین مباشری^۲

۱- دانشیار گروه سنجش از دور دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، گروه سنجش از دور

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، JKIP

© نشریه علمی - پژوهشی اقیانوس‌شناسی ۱۳۸۹، تمامی حقوق این اثر متعلق به نشریه اقیانوس‌شناسی است.

چکیده

تشخیص دمای صحیح هر نقطه از اقیانوس و دسترسی به تغییرات لحظه‌ای آن پژوهشگران را قادر می‌سازد تا مطالعاتی نظیر تغییرات اقلیمی مناطق مختلف، پیش‌بینی طوفانهای شدید، ردیابی جریان‌های آبی، ردیابی و تشخیص محل اجتماع ماهی‌ها و بسیاری از موارد دیگر را با دقتی که بستگی به میزان دقت در سنجش دمای سطح آب دارد انجام دهند. از طرف دیگر، امکان اندازه‌گیری دمای آب با وسایل دستی و یا با استفاده از بویه‌ها با توجه به وسعت آبهای روی سطح زمین کاری اگر نه غیر ممکن، بسیار پرهزینه است. طی چند دهه اخیر سنجش دمای سطح آب توسط رادیومترهای نصب شده بر روی ماهواره‌های علمی - پژوهشی متداول شده است. در این رابطه وجود یک لایه سرد در سطح آب به علت تبخیر آن باعث گردیده است تا خطا در اندازه‌گیری در برخی از نقاط به 2°C برسد که این امر مفید بودن این اندازه‌گیری‌ها را به زیر سؤال می‌برد. در این پژوهش معادله تابش آب در پوسته اقیانوس (ضخامت حدود یک میلیمتر) به صورت تحلیلی حل شده و مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج نشان می‌دهد که تابش خالص از عمقی در حدود ۲۰ میکرون نشأت می‌گیرد. همچنین تابش خالص طیفی برای طول موج‌های زیر و بالای ۱۲ میکرون در دو جهت مختلف جریان داشته و رفتاری متمایز دارد.

کلمات کلیدی: SST، ضخامت پوسته سطحی، سنجش از دور، تابش طیفی

۱. مقدمه

اختلاف دما بین سطح و توده آب (چندین سانتیمتر زیر آب) در حدود ۰/۵ تا ۱ درجه سلسیوس است که در نواحی استوایی این اختلاف گاه به بیش از این نیز رسیده است (Mobasher, 2006). در نتیجه در نواحی اطراف سطح باید لایه‌ای وجود داشته باشد که در آن نیمرخ دما از شیبی زیاد برخوردار باشد. برای این لایه که اصطلاحاً به "پوسته اقیانوس" معروف است ضخامتی از چند میکرون تا چند میلی‌متر گزارش شده است (Katsaros, 1977; Mobasher, 2006). این پوسته خنک هر از چند گاهی توسط گرداب‌های موجود در آب شکسته می‌شود که پس از آن در فاصله‌ای کوتاه (بسته به حالت دریا) این پوسته خنک با هدایت انرژی گرمایی و تابش سطح (جسم

دمای سطح آب دریا SST معمولاً چند درجه خنک‌تر از چندین سانتیمتر زیر سطح است. دلیل عمده آن وجود تبخیر و تابش مادون قرمز (IR) در سطح آب دریاها است. وجود این پدیده توسط پژوهشگران زیادی گزارش شده است. (Saunders, 1967; Schluessel, 1990; Coppins et al., 1991); (Mobasher, 2006; Grassl et al., 1976).

پست الکترونیکی: mobasherik@kntu.ac.ir

a.mobasherik@khi.ac.ir

پیش‌بینی شدت و مسیر چرخندها (سیکلون‌ها) و بسیاری از موارد دیگر که هم اکنون نیز در بسیاری از پژوهش‌گاه‌های معتبر دنیا مورد مطالعه قرار دارد. برای مثال مشخص شده است که اغتشاشات آتلانتیک در ساحل آفریقا زمانی تشدید می‌شود که به سمت غرب حرکت کرده و به نواحی که دمای سطحی دریا (SST) به 26°C است برسد. همچنین مشاهدات نشان می‌دهد که دمای سطح و تغییرات آن با دقت زیاد در سیکلون‌های استوایی برای درک و پیش‌بینی ساختار باد مورد نیاز است (Turiel et al., 2008).

از آنجایی که پدیده‌های اقلیمی، حساسیت خارق‌العاده‌ای به تغییرات هر چند کوچک SST نشان می‌دهند دقت لازم در اندازه‌گیری SST برای پژوهش اقلیمی در حدود 0.5°C مورد نیاز است. این مقدار حتی از خطای اندازه‌گیری‌های SST توسط ماهواره نیز کمتر است و دسترسی به آن نیازمند پرتاب سنجنده‌های پیشرفته‌تر و مدل‌سازی بهتر اثرات جوی و انتقال انرژی است.

سرانجام، اندازه‌گیری تغییرات SST در مقیاس جهانی و درازمدت برای مطالعه تغییرات توازن حرارتی که منتج از دخالت بشر در طبیعت بوده (Anthropogenic) و اثرات آن بر ترکیب گازهای موجود در جو (ازن، دی‌اکسیدکربن و...) از اهمیت خاصی برخوردار است (Nieves et al., 2007). همچنین مطالعات پدیده‌هایی همچون آتشفشانی و ذوب یخهای قطبی که اثرات انکارناپذیری بر تغییرات اقلیمی دارند توسط SST با سهولت بیشتری میسر خواهد بود. آتشفشانی آتشفشان‌ها می‌تواند دمای متوسط جهانی را چندین درجه در مدت یک فصل تا دو سال تغییر دهد. برای مطالعه این پدیده نیاز به اندازه‌گیری SST در سطح جهانی با دقت 0.1°C است که البته این مستلزم آن است که خطای اندازه‌گیری از این مقدار نیز کمتر باشد.

افزایش دمای SST جهانی به علت دو برابر شدن CO_2 در جو در مدت ۵۰ تا ۱۰۰ سال برابر با 2°C تخمین زده شده است. بسته به آهنگ مصرف سوخت‌های فسیلی، دقت لازم در مشاهدات و اندازه‌گیری دما برای پایش CO_2 در برهه‌های ۱۰ ساله 0.4°C - 0.2°C مورد نیاز است همچنین پیگیری و مطالعات اثرات CO_2 به دقت در اندازه‌گیری SST برابر با 0.1°C نیاز دارد.

روشهای اندازه‌گیری دمای سطح آب را می‌توان به دو دسته متمایز از هم تقسیم کرد: یکی روش فیزیکی که در آن باید با

سیاه بازسازی می‌شود. این تحولات که به مکانیزم بازسازی سطح^۱ معروف است، رشد اختلاف دمای دو طرف پوسته را محدود می‌سازد (Mobasheri, 2006). مشاهدات نشان می‌دهد که پوسته اقیانوس حتی در شرایطی با سرعت باد 10m/s نیز وجود دارد (Clauss et al., 1976; Schluessel et al., 1990) که البته با افزایش سرعت باد این پوسته از بین می‌رود. بسته به دمای آب، سرعت باد و انرژی منتقل شده از آب، بین یک تا ۴۰ ثانیه طول می‌کشد تا پوسته دوباره بازسازی گردد (Mobasheri, 2006).

انرژی در نواحی نزدیک سطح (کمتر از یک میلیمتر) عمدتاً به صورت هدایت مولکولی و تابش IR انتقال می‌یابد و حرکات آشفته و پیچک‌ها در این نواحی وجود ندارد (Mobasheri, 1995). در نواحی زیر آن پیچک‌ها و حرکات آشفته آب، دمایی یکسان را برای آب ایجاد می‌کند. در بالای سطح آب و در ضخامت حدود یک میلیمتر، که هوا از بخار آب اشباع می‌باشد، حرارت به‌وسیله هدایت مولکولی، انرژی حساس^۲ جابجا می‌شود. انتقال حرارت توسط تبخیر تنها در سطح جدایی آب و هوا صورت می‌پذیرد.

اهمیت پوسته اقیانوس نیایستی نادیده گرفته شود زیرا که سرعت باد در قسمت بزرگی از اقیانوس‌ها کمتر از 10m/s است. این امر وجود یک پوسته خنک در سطح اقیانوس‌ها را یک پدیده اساسی در تمام آبهای دنیا کرده و بر اندازه‌گیری‌های ماهواره‌ای از دمای سطح آب تأثیر فراوانی می‌گذارد. در اینجا لازم به ذکر است که قسمت بزرگی از انرژی که جابجایی هوا را باعث می‌شود باید از این پوسته عبور کند.

به‌علت جذب شدید تابش با طول موج بلند توسط آب، این تابش آب تنها می‌تواند از نواحی نزدیک به سطح آب منشاء گیرد. عمق این تابش به طول موج تابش بستگی دارد و از $2\mu\text{m}$ برای طول موج $3\mu\text{m}$ تا $50\mu\text{m}$ برای بیشترین ناحیه مادون قرمز متغیر است (Mobasheri, 1995).

با توجه به این حقیقت که هرگونه تبادل انرژی بین اقیانوس و هوا باید از طریق سطح جدایی این دو محیط صورت گیرد، هر گونه تغییرات کوچکی در دمای سطح آب، اثر شدیدی بر انتقال انرژی و در نتیجه بر آب و هوا و پدیده‌های جوی خواهد داشت. نمونه‌ای از این موارد شامل پدیده‌هایی همچون پدیده ENSO (El Niño Southern Oscillation)، ردیابی نواحی تجمع فیتوپلانکتون‌ها (Nieves et al., 2007)، بررسی اثر گلخانه‌ای،

¹ Surface Renewal

² Sensible Heat

برحسب $(\text{wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1})$ از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$P(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 \left(e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1 \right)} \quad (1)$$

که در آن h ثابت پلانک، c سرعت نور در خلأ، λ طول موج و k ثابت بولتزمن است.

سطح آب، طیف پیوسته‌ای را از ناحیه مادون قرمز نزدیک تا حرارتی تابش می‌کند ولی تابشی که از عمق آب ساطع می‌شود به صورت طیفی پیوسته نبوده و در برخی از نواحی طیف توسط آب شدیداً جذب می‌گردد. بنا بر معادله (۱) میزان تابش یک نقطه در داخل آب به دمای آب در آن نقطه بستگی دارد و میزان جذب IR تابش شده توسط آب در همسایگی آن نقطه به ضریب جذب آب در حوالی آن نقطه وابسته است. برای محاسبه مقدار خالص تابش IR در هر نقطه در داخل آب فرضیات زیر را در نظر می‌گیریم:

- آب در حالت تعادل پایدار بوده و تغییرات دما بر حسب عمق خطی در نظر گرفته می‌شود.
- ناحیه آب مورد مطالعه محصور بین دو صفحه موازی بوده که سطح فوقانی سطح جدایی آب و هوا و سطح تحتانی معرف دمای توده آب است.

البته فرض دو صفحه موازی برای آب در اقیانوس و آبهای آزاد با توجه به اینکه ناحیه مورد مطالعه ما دارای چندین میکرون تا چندین میلی‌متر ضخامت می‌باشد دور از حقیقت نیست.

فرض کنیم تابشی طیفی با چگالی شار $i'_\lambda (\text{Wm}^{-2}\text{Sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1})$ به لایه‌ای از آب به ضخامت dl همانند شکل (۱) فرود آید. این تابش عبارتند از میزان انرژی که در واحد زمان در زاویه فضایی از واحد سطح مقطع در واحد طول موج طیفی، عمود بر جهت انتشار عبور می‌کند. در اینجا فرض بر این است که محیط، جذب و تابش می‌کند ولی نور را پراکنده نمی‌کند (آب بدون مواد معلق است). با عبور اشعه از این لایه، شدت آن به میزان di_λ کاهش یافته که این کاهش متناسب با چگالی شار تابشی نور در آن نقطه یعنی متناسب با i'_λ است (Soden et al., 2005; Seigel and Howell, 1970).

$$di'_\lambda = -\chi_\lambda i'_\lambda(l) dl \quad (2)$$

که در آن کمیت χ_λ ضریب تضعیف نام داشته و یک خاصیت فیزیکی ماده است (مباشری، ۱۳۸۵). این ضریب اثرات جذب و پراکندگی را در خود داشته و در صورتی که از پراکندگی صرف‌نظر

استفاده از دامسنج و به‌طور فیزیکی اقدام به اندازه‌گیری دما نمود. در این صورت دقت در اندازه‌گیری بسیار بالاست ولی برای کار تحقیقات در سطح جهانی ناکافی بوده و نمی‌توان بر اساس آن نظریاتی صحیح را ارائه نمود.

روش دیگر، سنسجش از دور است که در آن از تابش‌سنج‌هایی که بر روی ماهواره‌ها نصب شده‌اند استفاده می‌شود. این تابش‌سنج‌ها انرژی ساطع شده از سطح آب را دریافت نموده و با استفاده از الگوریتم‌های تجربی به دمای درخشندگی آب تبدیل می‌کنند. این دمای درخشندگی دمایی است که اگر آب جسم سیاه می‌بود آن مقدار انرژی را از خود تابش می‌نمود و در نتیجه عواملی همچون ضریب گسیلمندی، پایین بودن دمای سطح آب و غیره خطاهایی را در آن ایجاد می‌کند. جو نیز مقدار زیادی از انرژی تابش شده از سطح آب را جذب کرده و بسته به چگالی بخار آب، چگالی گازهای CO_2 و سایر گازها مقدار عبوری این انرژی از جو کم و زیاد می‌شود. این خود باعث می‌شود که تابش‌سنج خطای بیشتری را در اندازه‌گیری‌های خود مرتکب شود.

البته برای برخی از باندهای ماهواره‌ای جو شفاف بوده و انرژی تابشی زمین در آن باندها را از خود عبور می‌دهد که این باندها را روزنه‌های جوی^۱ می‌نامند.

البته با استفاده از این روزنه‌ها تا حدود زیادی می‌توان دقت اندازه‌گیری دما را افزایش داد ولی تفاوت دمای سطح آب با دمای واقعی توده آب خطایی است که تنها با بررسی جامع نظری مسئله انتقال حرارت در پوسته اقیانوس می‌توان با آن برخورد نمود.

در این پژوهش سعی بر آن شده است که تابش آب در فاصله طول موجهای ۱ تا ۴۲ و عمقی در داخل آب که این تابش از آن سرچشمه می‌گیرد مورد مطالعه قرار گیرد و مشخص شود که برای اندازه‌گیری این تابش‌ها از چه باندهای استفاده گردد.

۲. بررسی تابش آب دریا در طول موجهای ۴ تا ۴۲ میکرون

بنا به نظریه پلانک، هر جسم با دمای مطلق T ، از خود انرژی الکترومغناطیسی در تمام جهات تابش می‌کند که شار آن، P

¹ Atmospheric Windows

توجه داشته باشید که مقادیر a_λ که در شکل (۲) نشان داده شده است هر دوی جذب واقعی و تابش ثانویه در راستای l در محیط را شامل می‌گردد.

اگر فرض کنیم که تابش در مسیر در تعادل ترمودینامیکی قرار داشته باشد، در نتیجه تابش‌های غیرمشخص که توسط محیط در راستای l پراکنده شده و به چگالی شار تابشی در این راستا افزوده می‌شود را می‌توان از رابطه زیر به دست آورد:

$$di'_{\lambda,e}(l+dl) = a_\lambda i'_{\lambda,b}(l)dl \quad (5)$$

که در آن چگالی شار تابشی یک محیط سیاه در راستای l است. در اینجا برای رعایت اختصار بستگی به دمای T ، زاویه فضایی Ω و همچنین بستگی $i'_{\lambda,b}(l)$ به دما در رابطه نشان داده نشده است. با ترکیب روابط (۳)، (۴) و (۵) می‌توان چگالی شار تابشی را به صورت زیر نوشت:

$$i'_{\lambda}(l+dl) = i'_{\lambda}(l) + di'_{\lambda} + di'_{\lambda,e} = i'_{\lambda}(l)(1 - a_\lambda dl) + a_\lambda i'_{\lambda,b}(l)dl \quad (6)$$

با استفاده از رابطه (۶)، تغییر در چگالی شار تابشی را می‌توان محاسبه نمود:

$$di'_{\lambda} = i'_{\lambda}(l+dl) - i'_{\lambda}(l) = a_\lambda [i'_{\lambda,b}(l) - i'_{\lambda}(l)]dl$$

و یا

$$\frac{di'_{\lambda}}{a_\lambda dl} + i'_{\lambda}(l) = i'_{\lambda,b}(l) \quad (7)$$

برای حل این معادله دیفرانسیل، دو طرف آن را در ضریب $e^{a_\lambda l}$ ضرب و انتگرالگیری می‌کنیم.

$$i'_{\lambda}(l) = i'_{\lambda}(0)e^{-a_\lambda l} + \int_0^l a_\lambda i'_{\lambda,b}(l^*)e^{-a_\lambda(l-l^*)} dl^*, 0 \leq l^* \leq l \quad (8)$$

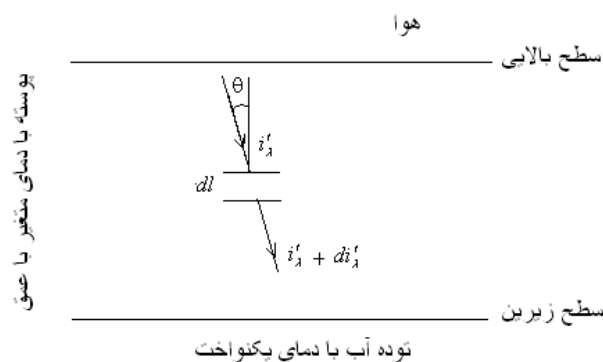
معادله (۸) شکل انتگرال گرفته شده‌ای از معادله انتقال تابش در محیطی تابش‌کننده - جذب‌کننده است.

حال فرض کنیم که محیط مورد نظر همانند شکل (۲) بین دو صفحه موازی با دماهای T_1 و T_2 قرار داشته و گرادیان دما نیز در این محیط ثابت باشد. آنگاه شار انرژی محصور در زاویه فضایی $d\Omega$ و عبوری از سطح dA در راستای قائم بر آن و در عمق z از بالا به پایین را dq^+ و از پایین به بالا را dq^- در نظر گرفته و چنین می‌نویسیم:

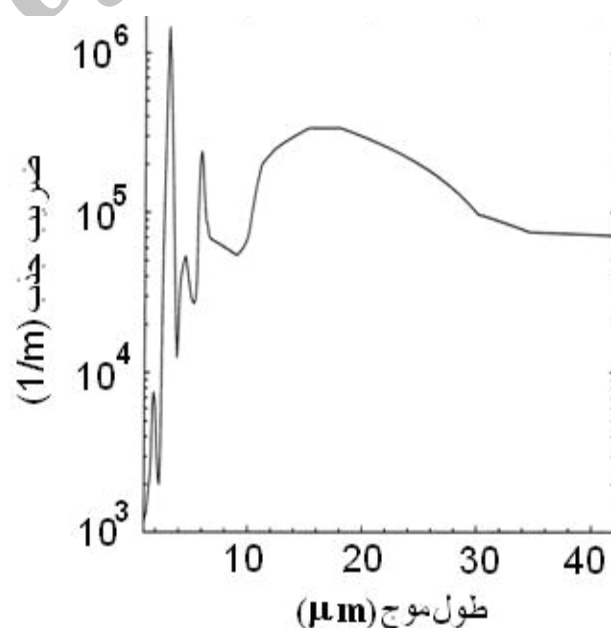
$$dq^+ = 2\pi i'_{\lambda}(\beta, z) \cos \beta \sin \beta d\beta, 0 \leq \beta < \frac{\pi}{2} \quad (9)$$

شود می‌توان آن را با ضریب جذب a_λ برابر دانست. همچنین این ضریب مستقل از مختصات بوده و شدیداً به طول موج وابسته است که این وابستگی در شکل (۲) برای طول موجهای ۱ تا ۴۲ میکرون نشان داده شده است. چگالی شار تابشی در موقعیت $l+dl$ می‌تواند بر حسب شدت در موقعیت l و تغییر در آن به علت جذب در dl بیان شود یعنی:

$$i'_{\lambda}(l+dl) = i'_{\lambda}(l) + di'_{\lambda} \quad (3)$$



شکل ۱- شمای هندسی مسئله



شکل ۲- ضریب جذب آب دریا در ناحیه ۱ تا ۴۲ میکرون (Mobasher, ۱۹۹۵)

با استفاده از رابطه‌های (۲) و (۳) و با فرض $a_\lambda = \chi_\lambda$ می‌توان نوشت:

$$i'_{\lambda}(l+dl) = i'_{\lambda}(l) - a_\lambda i'_{\lambda}(l)dl = i'_{\lambda}(l)(1 - a_\lambda dl) \quad (4)$$

$$q^-(z) = -2 \int_0^\infty \int_{\beta=\pi/2}^\pi \left\{ P(\lambda, T_b) e^{\frac{a_\lambda(z-\delta_0)}{\cos\beta}} - \right. \quad (17)$$

$$\left. \frac{a_\lambda}{\cos\beta} \int_z^{\delta_0} P(\lambda, T^*) e^{\frac{a_\lambda(z-z^*)}{\cos\beta}} dz^* \right\} \cos\beta \sin\beta d\beta d\lambda$$

با تغییر حدود انتگرال در معادله (۱۷) به صفر تا $\pi/2$ و تغییر $\cos\beta$ به $-\cos\beta$ شار خالص عبوری از dA برابر خواهد بود با:

(۱۸)

$$q(z) = q^+(z) - q^-(z) = 2 \int_0^\infty \int_{\beta=0}^{\pi/2} \left\{ P(\lambda, T_{sky}) e^{\frac{a_\lambda z}{\cos\beta}} - P(\lambda, T_b) e^{\frac{a_\lambda(\delta_0-z)}{\cos\beta}} + \frac{a_\lambda}{\cos\beta} \left[\int_0^z P(\lambda, T^*) e^{\frac{a_\lambda(z-z^*)}{\cos\beta}} dz^* - \int_z^{\delta_0} P(\lambda, T^*) e^{\frac{a_\lambda(z^*-z)}{\cos\beta}} dz^* \right] \right\} \cos\beta \sin\beta d\beta d\lambda$$

در معادله (۱۸)، $q(z)$ عبارت است از شار خالص عبوری از واحد سطحی واقع در فاصله z از سطح زیرین که بر حسب شار طیفی می‌تواند چنین نیز نوشته شود:

$$q(z) = \int_0^\infty q(\lambda, z) d\lambda \quad (19)$$

که در آن $q(\lambda, z)$ سهم هر طول موج در این شار عبوری است. با استفاده از رابطه انتگرال نمایی به شکل زیر:

$$E_n(x) = \int_0^1 \mu^{n-2} e^{-\frac{x}{\mu}} d\mu \quad (20)$$

می‌توان $q(\lambda, z)$ را در معادله (۱۸) به صورت ساده زیر نوشت:

$$q(\lambda, z) = 2 \left\{ P(\lambda, T_{sky}) E_3(a_\lambda z) - P(\lambda, T_b) E_3[a_\lambda(\delta_0 - z)] + a_\lambda \left[\int_0^z P(\lambda, T^*) E_2[a_\lambda(z - z^*)] dz^* - \int_z^{\delta_0} P(\lambda, T^*) E_2[a_\lambda(z^* - z)] dz^* \right] \right\} \quad (21)$$

معادله (۲۱) دارای چهار جمله در سمت راست است. برای اینکه کارایی معادله فوق را آزمایش کنیم حالتی را در نظر می‌گیریم که محیط بین دو صفحه موازی پر از مواد غیر جاذب و غیرتابشی (گسیلمندی صفر) باشد. در این صورت $a_\lambda = 0$

$$dq^- = 2\pi i_\lambda^-(\beta, z) \cos\beta \sin\beta d\beta, \quad \frac{\pi}{2} < \beta \leq \pi \quad (10)$$

که در آن $d\Omega = 2\pi \sin\beta d\beta$ (در زاویه سمتی Φ تقارن فرض شده است) است. با استفاده از رابطه (۸) می‌توان نوشت:

$$i_\lambda^+(\beta, z) = i_\lambda^+(\delta_0) e^{\frac{a_\lambda z}{\cos\beta}} + \frac{a_\lambda}{\cos\beta} \int_0^z i_{\lambda b}^+(T^*, z^*) e^{\frac{a_\lambda(z-z^*)}{\cos\beta}} dz^* \quad (11)$$

$$i_\lambda^-(\beta, z) = i_\lambda^-(\delta_0) e^{\frac{a_\lambda(z-\delta_0)}{\cos\beta}} - \frac{a_\lambda}{\cos\beta} \int_z^{\delta_0} i_{\lambda b}^-(T^*, z^*) e^{\frac{a_\lambda(z-z^*)}{\cos\beta}} dz^* \quad (12)$$

δ_0 ضخامت پوسته آب و z^* یک متغیر موهومی برای انتگرالگیری است. با جایگذاری (۱۱) و (۱۲) در (۹) و (۱۰) و انتگرالگیری به ترتیب بر روی نیمکره‌های پائینی و بالایی نتیجه می‌شود:

$$q^+(z) = 2\pi \int_{\beta=0}^{\pi/2} \left\{ i_\lambda^+(\delta_0) e^{\frac{a_\lambda z}{\cos\beta}} + \frac{a_\lambda}{\cos\beta} \int_0^z i_{\lambda b}^+(T^*, z^*) e^{\frac{a_\lambda(z-z^*)}{\cos\beta}} dz^* \right\} \cos\beta \sin\beta d\beta \quad (13)$$

$$q^-(z) = -2\pi \int_{\beta=\pi/2}^\pi \left\{ i_\lambda^+(\delta_0) e^{\frac{a_\lambda(z-\delta_0)}{\cos\beta}} - \frac{a_\lambda}{\cos\beta} \int_z^{\delta_0} i_{\lambda b}^-(T^*, z^*) e^{\frac{a_\lambda(z-z^*)}{\cos\beta}} dz^* \right\} \cos\beta \sin\beta d\beta \quad (14)$$

چگالی شار تابش طیفی نور ساطع شده از جسمی با دمای مطلق T در تمامی طیف الکترومغناطیسی از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$i_\lambda = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty P(\lambda, Y) d\lambda \quad (15)$$

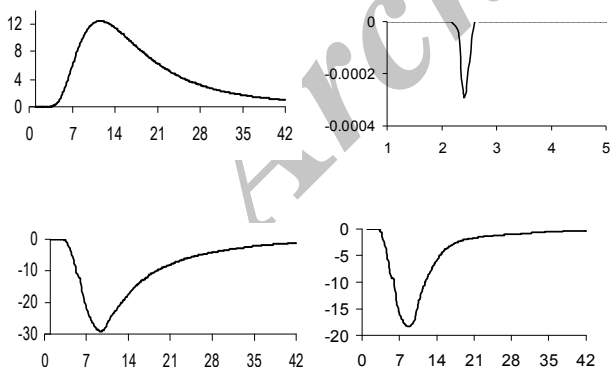
که در آن $P(\lambda, T)$ تابع پلانک (معادله ۱) است. در نتیجه معادلات (۱۳) و (۱۴) می‌تواند به صورت زیر نوشته شوند:

$$q^+(z) = 2 \int_0^\infty \int_{\beta=0}^{\pi/2} \left\{ P(\lambda, T_{sky}) e^{\frac{a_\lambda z}{\cos\beta}} + \frac{a_\lambda}{\cos\beta} P(\lambda, T^*) e^{\frac{a_\lambda(z-z^*)}{\cos\beta}} dz^* \right\} \cos\beta \sin\beta d\beta d\lambda \quad (16)$$

نشان‌دهنده وجود یک پوسته خنک در سطح آب است. البته ضخامت پوسته تحت تاثیر پارامترهای محیطی و سرعت باد از کمتر از یک میلی‌متر تا بیش از چند میلی‌متر تغییر می‌کند (Mobasheri, 1995; Mobasheri, 2006). نتیجه این محاسبات در شکل‌های (۴) تا (۹) نشان داده شده است.

۱.۳ تجزیه و تحلیل تابش آب برای پوسته ۱ میلی‌متری

همان گونه که در شکل (۳) مشاهده می‌شود، جمله B ، که نماینده تابش حجم آب در زیر عمق ۱ میلی‌متر که پس از جذب در مسیر خود را به سطح رسانده است، تنها در طول موجهای ۲ تا ۳ میکرون بوده و در مقایسه با جمله A در تمامی طول‌موجها بسیار کوچک و قابل صرف‌نظر کردن است. در اینجا جمله C صفر بوده و نشان داده نشده است. جمله D در شکل (۳) نماینده تابش ضخامتی از آب به عمق یک میلی‌متر است که به سطح رسیده است. از آنجا که دمای آب با عمق افزایش می‌یابد (معادله ۲۳)، جمله D از جمله A بزرگتر بوده و در نتیجه تابش خالص که در شکل (۳) نشان داده شده، منفی و در نتیجه رو به بالا خواهد بود. این تابش بیشترین مقدار خود را در روزنه جوی (۸ تا ۱۴ میکرون) نشان می‌دهد که نتیجه مطلوبی برای سنجش ازدور دمای آب است.



شکل ۳- حل معادله (۲۱) برای $\delta_0 = 1\text{mm}$ ، $dT/dz = -500$ و $z=0$ (سطح آب)، بالا-چپ: جمله A ، بالا-راست: جمله B ، پایین-چپ: جمله D و پایین-راست: تابش خالص. محورهای افقی طول موج بر حسب میکرون و محورهای قائم چگالی شار تابشی بر حسب $\text{Mm}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ مدرج شده‌اند.

شکل (۴) حل معادله (۲۱) را برای عمق ۵ میکرون نشان می‌دهد. شکل (۴) جمع تابش رسیده از عمق ۱

معادله (۱۸) به صورت ساده زیر تبدیل می‌شود:

$$q(Z) = \int_0^{\infty} P(\lambda, T_{sky}) d\lambda - \int_0^{\infty} P(\lambda, T_b) d\lambda = \sigma T_2^4 - \sigma T_1^4 \quad (22)$$

که همان تابش رد و بدل شده بین دو صفحه موازی است و با آن آشنایی کامل داریم.

۳. تجزیه و تحلیل نتایج

در معادله (۲۱)، اولین جمله (A) نماینده تابش ساطع شده از سطح فوقانی با دمای متوسط جو (که همواره از دمای هوا کمتر می‌باشد) است که پس از طی فاصله z و تحلیل بر اثر جذب در آب مسیر به نقطه‌ای به فاصله z از صفحه فوقانی رسیده است. جمله دوم (B) همین عمل را در رابطه با سطح زیرین که نماینده دمای توده آب است نشان می‌دهد. جملات سوم (C) و چهارم (D) به ترتیب شار ساطع شده از محیط محصور در فاصله صفر و z و شار ساطع شده توسط محیط در فاصله z و δ_0 عمق پوسته سطحی است) را به دست می‌دهند. از آنجا که جهت مثبت محور z رو به پایین است مقادیر جملات A و C مثبت (به سمت داخل آب) و جملات B و D منفی (رو به بالا و به سمت خارج آب) خواهند بود. همچنین تابش خالص $q(z)$ در صورتیکه رو به بالا باشد منفی و در غیر این صورت مثبت خواهد بود. معادله (۲۱) در پنج عمق (z) مختلف:

- درست زیر سطح آب $z=0$
- عمق ۱۰ میکرون
- عمق ۱۵ میکرون
- عمق ۲۰ میکرون
- عمق ۵۰ میکرون

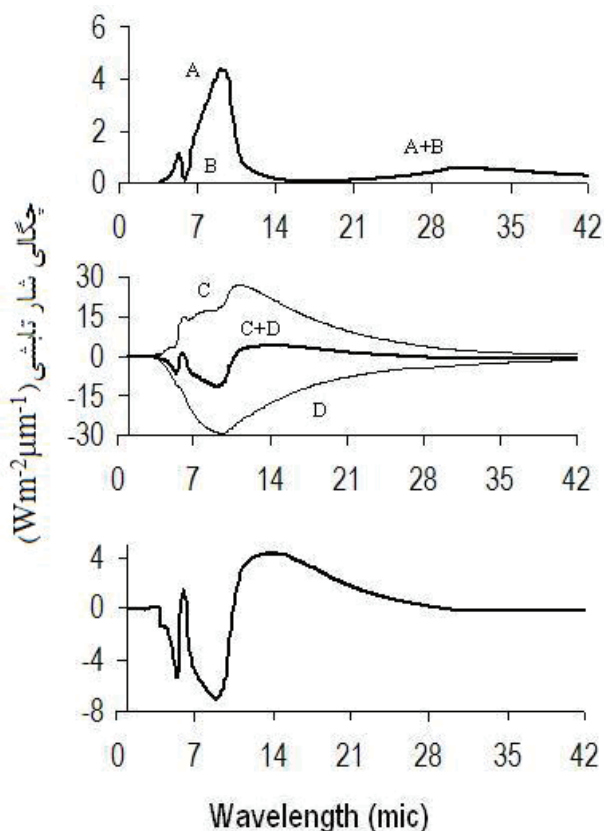
و برای $T_{sky} = 250\text{K}$ ، $T_b = 300\text{K}$ ، دو مقدار کاملاً متفاوت 1mm و $100\mu\text{m}$ برای δ_0 و گرادیان (-500) درجه بر متر برای دما حل شده است.

$$T(z^*) = -500z^* + T_b \quad (23)$$

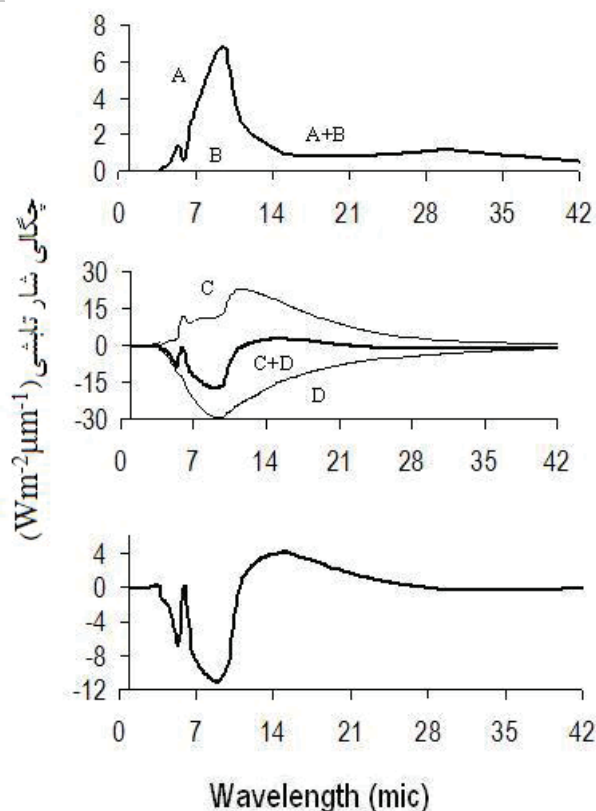
که در آن T_b دمای توده آب است. به‌عنوان مثال برای $\delta_0 = 1\text{mm}$ دمای سطح آب $299/5$ درجه کلونین است که

در شکل (۵) تابش آسمان رسیده در عمق ۱۰ میکرون را نشان می‌دهد که نسبت به شکل (۴) قدری کاهش یافته است. در عوض تغییرات در شکل (۵) نسبت به وضعیت آن در عمق ۵ میکرون (۴) زیاد نبوده و به سمت یکنواختی می‌رود. ولی تابش خالص در این عمق (شکل ۵) در ۱۰/۵ میکرون تغییر علامت می‌دهد ولی قسمت منفی آن (تابش رو به بالا) نسبت به حالت مشابه در شکل (۴) کاهش یافته در حالیکه قسمت مثبت آن (تابش رو به پایین) نسبت به حالت مشابه در شکل (۴) بدون تغییر می‌ماند. این مورد در شکل‌های (۶) برای عمق ۱۵ میکرون و (۷) برای عمق ۲۰ میکرون نیز کم و بیش تکرار شده است ولی با رفتن به عمق ۵۰ میکرون این پدیده محو شده و عملاً تابش خالص به سمت صفر (تعادل تابشی) میل می‌کند. این تعادل در شکل (۸) نیز که تابش توده آب در بالا و زیر عمق ۵۰ میکرون است نیز بخوبی مشاهده می‌شود. در هر صورت و حتی در عمق ۵۰ میکرون نیز مقداری هر چند جزئی در طول موج ۸ تا ۱۴ میکرون رو به بالا (منفی) تابش می‌شود که البته چیزی از آن به سطح آب نخواهد رسید.

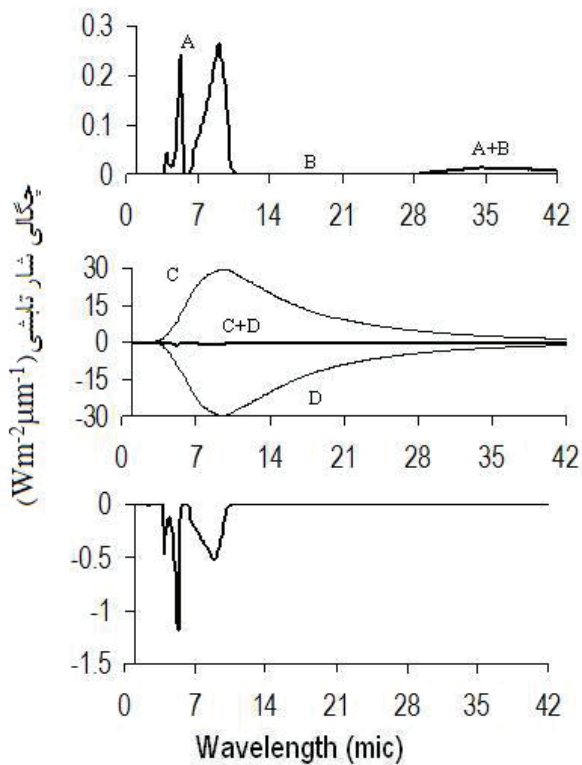
میلی‌متر و تابش رسیده از آسمان در سطحی به عمق ۵ میکرون در زیر آب است. همانگونه که در شکل (۴) دیده شد، جمله B بسیار کوچک است و در نتیجه شکل تنها جمله A را نشان می‌دهد. همانگونه که مشاهده می‌شود، بیشترین انرژی رسیده به این عمق در محدوده ۸ تا ۱۴ میکرون است و این با توجه به گزارش‌های قبلی که جذب کامل امواج حرارتی بلند را در بدو ورود به آب اعتقاد داشته‌اند، یافته جدیدی را بیان می‌کند. در شکل (۵) جمله‌های C ، D و $C+D$ را در عمق ۵ میکرون نشان می‌دهد. نکته جالب در این شکل تفاوت در علامت $C+D$ در طول موج ۱۲ میکرون است. بدین معنی که تا قبل از این طول موج تابش طیفی مجموع رو به بالا (منفی) بوده و بعد از ۱۲ میکرون تابش طیفی رو به پایین (مثبت) است. این مهم اثر خود را در تابش خالص (شکل ۴) به‌طور بارزی نشان می‌دهد. در نتیجه در عمق ۵ میکرونی جریان انرژی تابشی برای نواحی طیفی قبل و بعد از ۱۱ میکرون متفاوت است و این نیز یافته‌ای کاملاً متفاوت با یافته‌های قبلی است.



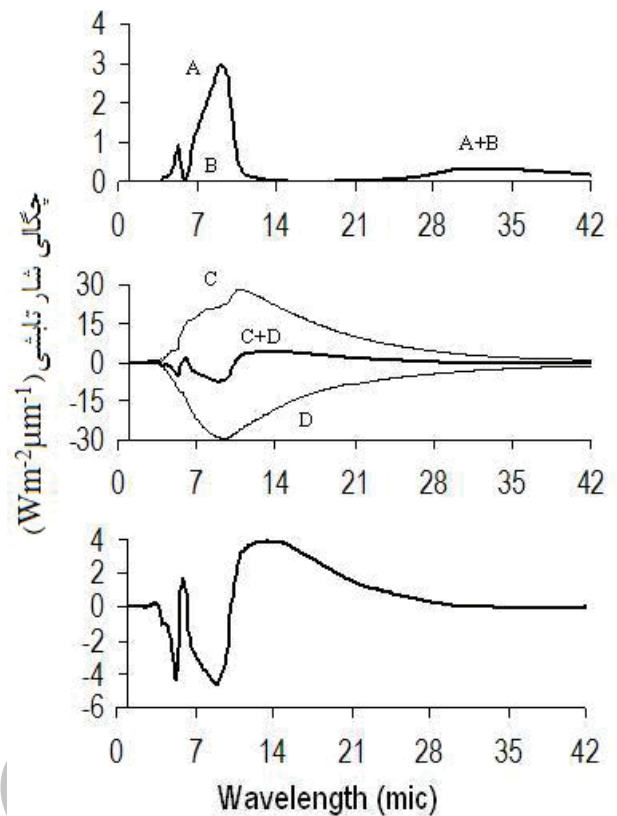
شکل ۵- حل معادله (۲۱) برای $\delta_0 = 1\text{mm}$ ، $dT/dz = -500$ و $z = 10\mu\text{m}$



شکل ۴- حل معادله (۲۱) برای $\delta_0 = 1\text{mm}$ ، $dT/dz = -500$ و $z = 5\mu\text{m}$



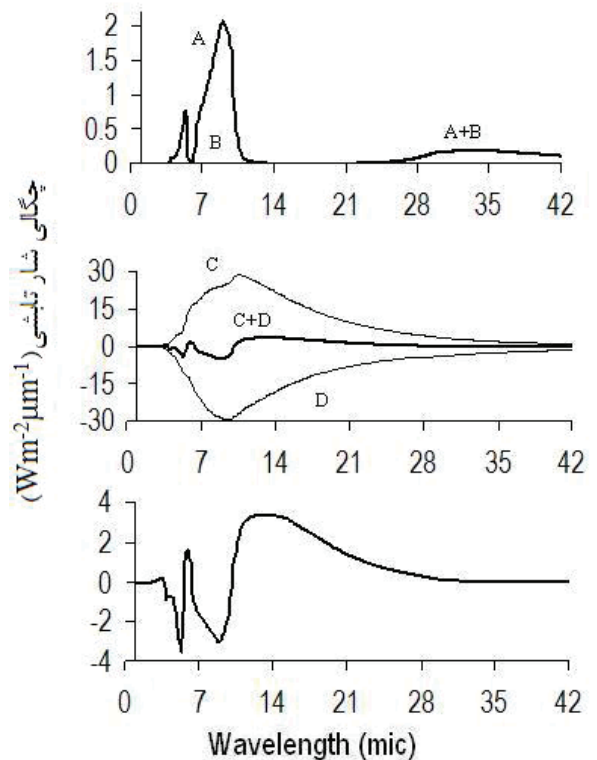
شکل ۸- حل معادله (۲۱) ، $\delta_0=1\text{mm}$ ، $dT/dz=-500$ و $z=50\mu\text{m}$



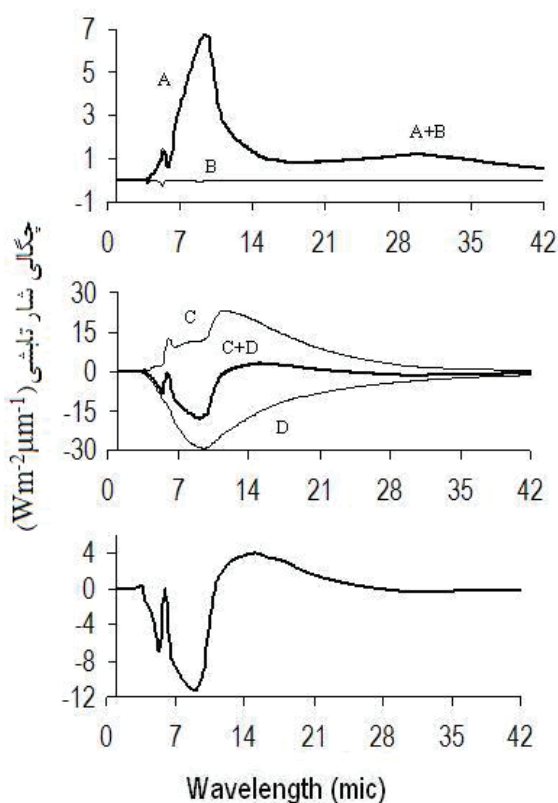
شکل ۶- حل معادله (۲۱) برای $\delta_0=1\text{mm}$ ، $dT/dz=-500$ و $z=10\mu\text{m}$

۲-۳ تجزیه و تحلیل تابش آب برای پوسته ۱۰۰ میکرونی

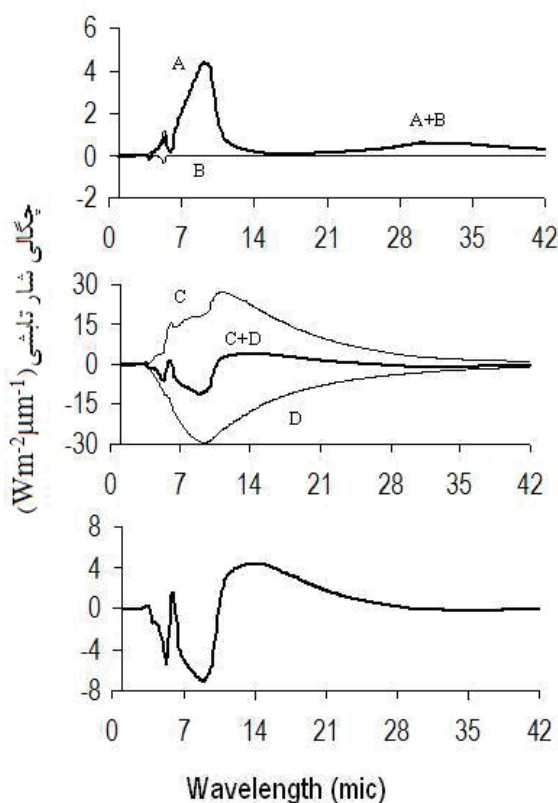
پوسته‌ای با این ضخامت تنها در شرایط باد شدید اتفاق می‌افتد. (Mobasheri, 2006) براین اعتقاد است که با حضور بادهای تند، اگر چه پوسته سطح آب با شکستن موج از بین می‌رود، اما زمان بازسازی آن نیز کسری از ثانیه است و در نتیجه برای انتقال تابش در فاصله بین دو شکست پی در پی موج، فرصت کافی وجود خواهد داشت. در شکل (۹) به دلیل کم شدن ضخامت پوسته سطحی و ثابت ماندن گرادیان دما، توده آب با دمای ۳۰۰ درجه کلون به سطح نزدیک می‌شود و در نتیجه تابش جمله B (شکل ۹) در مقایسه با همین جمله در شکل (۳) بزرگ‌تر شده ولی کماکان در مقایسه با جمله A که در هر دو شکل یکسان است، قابل اغماض می‌باشد. در عوض جمله D (شکل ۹) بزرگتر از جمله مشابه در شکل (۳) بوده و در نتیجه آن تابش خالص که در تمامی طول موجها رو به بالاست (منفی است)، بزرگتر شده است. در نتیجه با ثابت نگهداشتن سایر پارامترها و تنها به علت کاهش ضخامت پوسته سطحی، میزان تابش خروجی از سطح افزایش



شکل ۷- حل معادله (۲۱) برای $\delta_0=1\text{mm}$ ، $dT/dz=-500$ و $z=20\mu\text{m}$

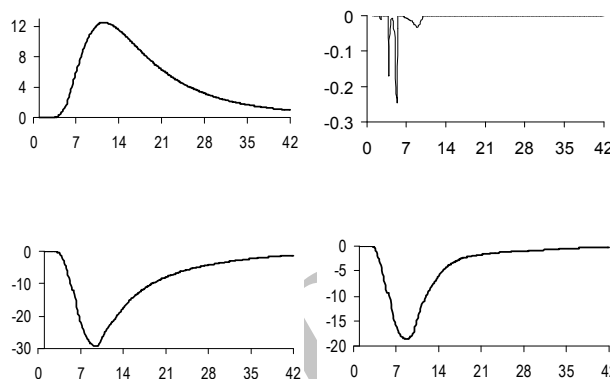


شکل ۹- حل معادله (۲۱) برای $\delta_0=100\mu\text{m}$ ، $dT/dz=-500$ و $z=5\mu\text{m}$



شکل ۱۰- حل معادله (۲۱) برای $\delta_0=100\mu\text{m}$ ، $dT/dz=-500$ و $z=10\mu\text{m}$

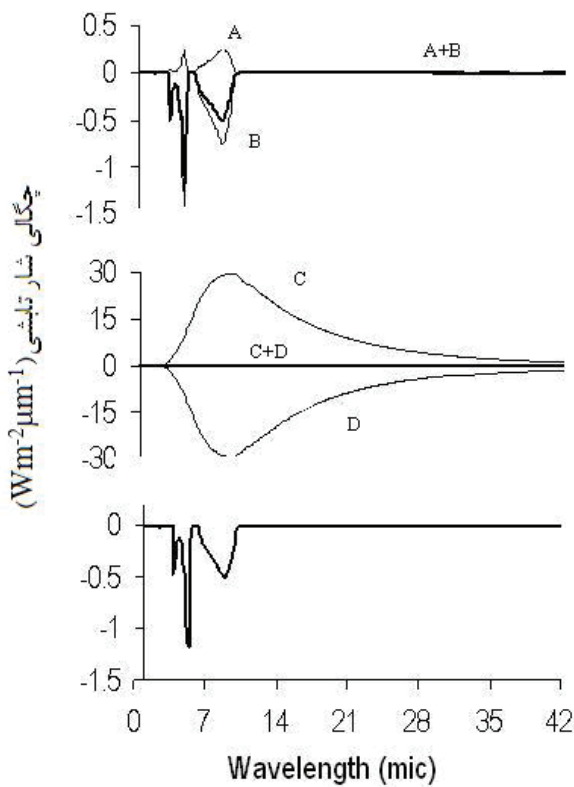
می‌یابد. این بدین معنی است که ماهواره انرژی بیشتری را دریافت می‌کند، شرایطی که در مناطق حاره به وفور اتفاق می‌افتد.



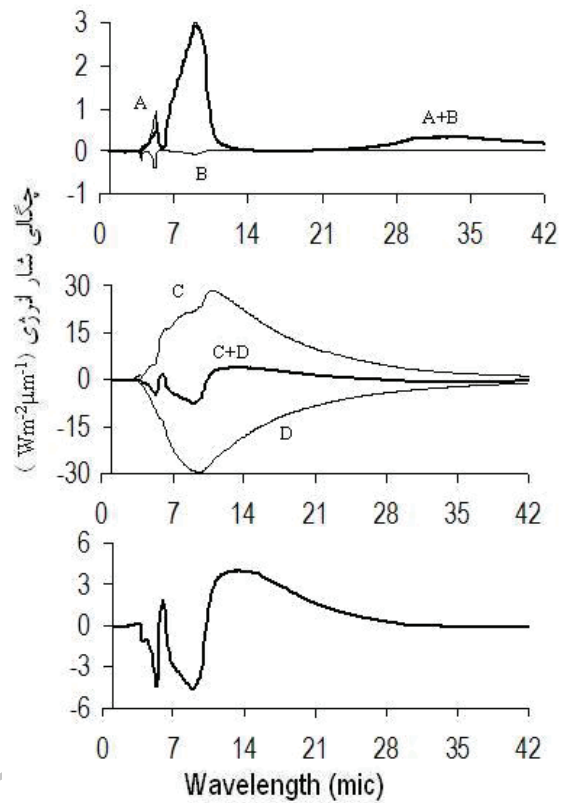
شکل ۹- حل معادله (۲۱) برای $\delta_0=100\mu\text{m}$ ، $dT/dz=-500$ و $z=0$ (سطح آب)، الف: جمله $A+B$ ، ب: جمله B ، پ: جمله D و ت: تابش خالص. محورهای افقی طول موج بر حسب میکرون و محورهای قائم چگالی شار تابشی بر حسب $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ مدرج شده‌اند.

در شکل (۱۰) میزان انرژی تابشی رسیده به عمق ۵ میکرون محاسبه شده است. در این شکل بار دیگر جمله A در تمامی طول‌موجها از جمله B بزرگ‌تر می‌باشد (شکل ۱۰). این مورد در رابطه با جملات C و D برای طول‌موجهای زیر ۱۱ میکرون و بالای ۱۱ میکرون متفاوت است (شکل ۱۰). بطوریکه تنها در زیر ۱۱ میکرون D بزرگ‌تر از C است. این باعث می‌شود که جهت تابش خالص در این عمق برای زیر ۱۱ میکرون منفی (رو به بالا) و برای بالای ۱۱ میکرون مثبت (رو به پایین) باشد (شکل ۱۰). این توزیع شار از جنبه اندازه و نوع در این عمق مشابه حالت قبلی (شکل ۴، برای ضخامت پوسته ۱ میلی‌متر) است.

برای عمق ۱۰ میکرون با مقایسه شکل‌های (۵) و (۱۱) بار دیگر تشابه زیادی دیده می‌شود و در این عمق نیز علامت تابش خالص برای هر دو حالت در عمق $10/5$ میکرون اتفاق می‌افتد (شکل‌های ۵ و ۱۱). این طول‌موج برای عمق ۱۵ میکرون به $10/25$ میکرون کاهش می‌یابد (شکل‌های ۶ و ۱۲) و برای این عمق و عمق‌های ۲۰ و ۵۰ میکرون، بنظر می‌رسد که رفتار شار انرژی برای دو مقدار ضخامت پوسته تقریباً یکسان بوده است (مقایسه شکل‌های ۱۳ با ۸ و ۱۴).



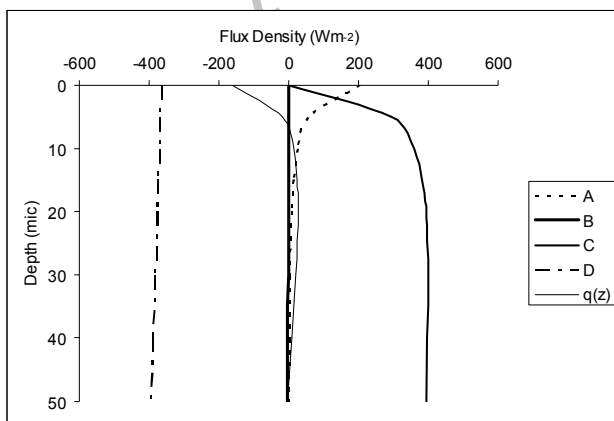
شکل ۱۴- حل معادله (۲۱) برای $\delta_0=100\mu\text{m}$ و $dT/dz=-500$ و $z=50\mu\text{m}$



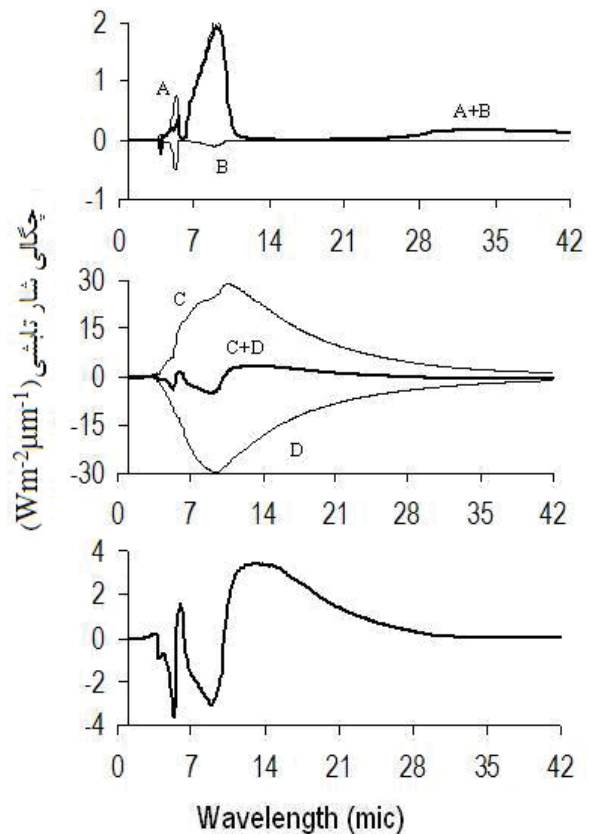
شکل ۱۲- حل معادله (۲۱) برای $\delta_0=100\mu\text{m}$ و $dT/dz=-500$ و $z=15\mu\text{m}$

۴. بررسی تغییرات شار با عمق

دید شده که جملات مختلف معادله (۲۱) به عمق حساس بوده ولی نسبت به ضخامت پوسته حساسیت کمتری از خود نشان می‌دهند. برای بررسی این مهم، تک تک جملات A, B, C, D و شارخالص $q(z)$ که از معادله (۱۹) بدست می‌آید برای عمق‌های مختلف در شکل (۱۵) رسم شده است.



شکل ۱۵- تغییرات جملات A, B, C, D و شارخالص $q(z)$ با عمق



شکل ۱۳- حل معادله (۲۱) برای $\delta_0=100\mu\text{m}$ و $dT/dz=-500$ و $z=20\mu\text{m}$

منابع

- COPPIN, P.A.; BRADLEY, E.F.; BARTON, I.J.; and GODDFREY, J.S: 1991. Simultaneous observation of sea surface temperature in the western equatorial Pacific Ocean by bulk radiative satellite methods. *Journal of Geophysics Research*. 96:3401-3409.
- GRASSL, H: 1976. The dependence of the measured full skin of the ocean on wind stress and total heat flux. *Boundary Layer Meteorology*. 10:465-474.
- KATSAROS, K.B: 1977. The sea surface temperature variation at very low wind speeds; is there a limit? *Tellus*. 29:229-239.
- MOBASHERI, M.R: 1995. Heat transfer in the upper layer of the ocean with application to the satellite sea surface temperature (SST) measurement. PhD Thesis. James Cook University. Australia.
- MOBASHERI, M.R: 2006. Reformation time for the thermal skin layer of the ocean. *International Journal of Remote Sensing*. 27(23):5285-5299.
- NIEVES, V.; LLEBOT, C.; TURIEL, A.; SOLÉ, J.; GARCÍA-LADONA, E.; ESTRADA, M.; BLASCO, D: 2007. Common turbulent signature in sea surface temperature and chlorophyll maps. *Geophysical Research Letters*. 34:L23602.
- SAUNDERS, P.M: 1967. The temperature at the air-sea interface. *Journal of Atmospheric Science*. 24:269-273.
- SCHLUESSEL, P.; EMERY, W.; GRASSL, H.; and MAMMEN, T: 1990. On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*. 95:13341-13356.
- SEIGEL, R.; and HOWELL, J.R.; 1970. *Thermal Radiation Heat Transfer* (New York: McGraw-Hill). 448.
- SODEN, B.J.; JACKSON, D.L.; RAMASWAMY, V.; SCHWARZKOPF, M.D.; HUANG, X.G: 2005. The radiative signature of upper tropospheric moistening.

تمامی جملات با تقریب قابل قبولی برای دو مقدار ضخامت پوسته یکسان بوده و تفاوت آنها قابل اغماض است. جمله A در عمقی در حدود ۲۰ میکرون به صفر می‌رسد. جمله B که تابش توده آب در زیر پوسته می‌باشد، عملاً بعلت جذب در مسیر صفر است. جمله C که تابش رو به پائین آب از سطح تا عمق z است، با افزایش عمق افزایش یافته و در عمق کم‌تر از ۲۰ میکرون به مقدار ثابتی می‌گراید. جمله D که تابش رو به بالای آب از اعماق آب تا عمق z است، بطور ضعیفی با عمق افزایش می‌یابد. در این میانه $q(z)$ رفتاری خاص را از خود نشان می‌دهد. همانگونه که در شکل دیده می‌شود، تابش خالص q تا حدود عمق ۷ میکرون به سمت بالا و در زیر این عمق تغییر جهت داده و رو به پایین (ولی با مقداری خیلی جزئی) می‌شود. این تابش مجدداً در عمق ۵۰ میکرون به صفر می‌رسد. این اتفاق تحت تاثیر تفاوت جهت در تابش‌های طول موجهای زیر و بالای ۱۲ میکرون بوده است. این پدیده که تا کنون کشف نشده است می‌تواند در مطالعه چگونگی ایجاد و ساختار پوسته سطحی که از اهمیت بسیار بالایی در اندازه‌گیری دمای سطح توسط ماهواره دارد، نقش ارزشمندی داشته باشد.

۵. نتیجه‌گیری

دقت در سنجش دمای سطح آب و آن هم در مقیاس وسیع مورد نیاز غالب پژوهشگران در علوم جوی و اقیانوسی است. سنجش دما از طریق دور سنجی توسط اشعه‌سنج‌هایی که بر روی ماهواره‌ها تعبیه شده‌اند شامل خطاست. این خطا در اغلب اوقات از دقت مورد نیاز بیشتر است. قسمتی از این خطا ناشی از اختلاف دمای سطح آب با دمای آب در چند میلی‌متر تا سانتی‌متر زیر سطح است. تابش ساطع شده از آب بسته به طول موج از فواصلی متفاوت در زیر سطح منشأ می‌گیرند. در نواحی ابتدای طیف مادون قرمز تابش از عمق‌های زیادتر نیز به سطح می‌رسند ولی با توجه به جذب جو بهترین ناحیه برای دورسنجی استفاده از دریچه $8-12\mu\text{m}$ است. معادله تابش طیفی به صورت تحلیلی محاسبه گردیده و چگونگی تشعشع آب در طول موجهای مختلف نشان داده شده است. همچنین مواردی چند از استفاده عملی از این معادله توضیح داده شده است.

oceanic currents by singularity analysis of microwave sea surface temperature images. Remote Sensing of Environment. Vol. in Press.

Science. 310(5749):841-844.

TURIEL, A.; SOLE, J.; NIEVES, V.; BALLABRERA-POY, J.; GARCIA-LADONA, E: 2008. Tracking

Archive of SID