

عملکرد مدل‌های فرسایش بادی در شبیه‌سازی‌های گردوغبارهای خاورمیانه

مریم رضازاده*: گروه علوم غیرزیستی جوی و اقیانوسی، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

پرویز ایران‌نژاد: گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران

یاپینگ شائو: گروه هواشناسی، دانشگاه کلن، آلمان

تاریخچه مقاله (تاریخ دریافت: ۹۵/۲/۱۸ تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۱/۱۲)

چکیده

هدف از این پژوهش بررسی عملکرد مدل‌های فرسایش بادی با مدل WRF-Chem، برای شبیه‌سازی گرد و غبارهای منطقه‌ی خاورمیانه است. در این تحقیق ابتدا سه طرحواره‌ی غبار مارتیکرنا-برگامتی، لو-شائو و شائو ۲۰۰۴ معرفی و بررسی می‌شود. سپس نتایج شبیه‌سازی گسیل غبار توسط این سه طرحواره با مدل WRF-Chem، برای رویداد غبار ۴-۹ جولای ۲۰۰۹ در منطقه‌ی خاورمیانه با یکدیگر مقایسه می‌شود. برای شبیه‌سازی‌ها، از داده‌های جدید سطح شامل توپوگرافی، بافت خاک و پوشش گیاهی به جای داده‌های زمینه‌ی موجود در مدل WRF-Chem استفاده شده است. مزیت این داده‌ها، قدرت تفکیک بالاتر آنها نسبت به داده‌های زمینه مدل WRF-Chem است؛ طوری که چشمه‌های غبار موجود در منطقه را با دقت بالاتری آشکار می‌کنند و در شبیه‌سازی‌های گسیل غبار در منطقه، تأثیر به‌سزایی دارند. نتایج نشان می‌دهد که هر سه طرحواره، چشمه‌های گسیل یکسانی را برای این رویداد غبار برآورد کرده‌اند؛ در حالی که در زمان آغاز توفان، طرحواره‌ی مارتیکرنا-برگامتی مناطق چشمه گسیل غبار را با گستردگی و شدت بیشتری نسبت به دو طرحواره‌ی دیگر آشکار می‌سازد. نتایج حاصل از اختلاف توزیع مکانی میزان گسیل غبار شبیه‌سازی شده، حاکی از آن است که گستره‌ی توزیع مکانی این گسیل توسط طرحواره‌ی مارتیکرنا-برگامتی و لو-شائو، چندین برابر طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ است.

واژگان کلیدی: توفان غبار، گسیل، فرسایش بادی، مدل WRF-Chem، خاورمیانه

۱- مقدمه

هواویزهای جوی، یعنی ذرات جامد و مایع معلق موجود در جو نقش مهمی در ترازمندی تابشی جو ایفاء می‌کنند؛ این ذرات از یک سو بر پراکنش و جذب تابش طول موج کوتاه و از سوی دیگر، در جذب و گسیل تابش طول موج بلند نقش دارند (Li et al, 1996 & Bollasina et al, 2008). ذرات غبار یکی از هواویزهای مهم جوی هستند که بر کیفیت هوا و سلامتی انسان (Chen et al, 2004) تأثیر به‌سزایی دارند. تغییر در مقدار غبار جو، سبب تغییر در توازن تابشی و در نتیجه دمای سطح می‌شود. تعیین مقدار و علامت واداشت تابشی هواویزها که فاقد قطعیت بالا است (Arimoto, 2001)، به خواص نوری بستگی دارد؛ از جمله اندازه، شکل و کانی‌شناسی غبار، توزیع قائم آن (Fouquart et al, 1987)، بود یا نبود ابر، محتوای رطوبت ابر و سپیدایی سطح زیرین (Nickling and Gillies, 1993). ذرات تیره به جذب تابش و در نتیجه گرم‌تر کردن هوا تمایل دارند؛ در حالی که ذرات روشن‌تر به دلیل بزرگ بودن بازتاب تابش خورشیدی، دارای اثرات سرمایشی خالص هستند.

میزان غبار جو در تغییر جهانی اقلیم از طریق تغییراتی که در مقدار بارندگی، شدت باد، ترازمندی رطوبت منطقه‌ای و وسعت چشمه‌های غبار بشرساخته ایجاد می‌شود، مؤثر است. تغییر مقدار غبار جو و پوشش گیاهی، موجب یک تا دو درجه سرمایش جهانی می‌شود (Crucifix and Hewitt, 2005 & Schneider von Deimling et al, 2006). بین بارش و گسیل غبار از سطح، بازخورد مثبت وجود دارد؛ به این معنی که گسیل غبار از نواحی بیابانی موجب کاهش بارندگی و کاهش بارش، سبب خشک شدن خاک و در نتیجه افزایش بیشتر غبار می‌شود (Rosenfeld, 2000). وجود غبار علاوه بر تأثیری که بر میزان بارندگی دارد، در توزیع مکانی آن نیز مؤثر است (Yoshioka et al, 2007). چشمه‌های اصلی غبار معلق، در مناطق خشک و بیابان‌های کمره‌ی زمین دیده می‌شوند (Crosbie et al, 2014 & Prospero et al, 2002). فرسایش بادی مسئله‌ای جدی در مناطق خشک و نیمه خشک ایران و بسیاری دیگر از بخش‌های جهان به شمار می‌رود و فرایندی است که طی آن ذرات خاک در اثر جریان باد به حرکت در می‌آید. این فرسایش فرایند پیچیده‌ای است که تحت تأثیر عوامل گوناگون است؛ از جمله شرایط جوی (باد، بارش و دما)، مشخصات سطح زمین (توپوگرافی، رطوبت سطح، طول زبری، پوشش گیاهی)، ویژگی‌های خاک (بافت، ترکیب و تراکم) و کاربری اراضی (کشاورزی). حرکت ذرات خاک به دو شکل جهش و تعلیق است. جهش مربوط به ذرات درشت ماسه و حرکتی کوچک در امتداد سطح و در جهت وزش باد است؛ حال آنکه تعلیق به ذرات ریز غبار مرتبط است. این ذرات عمدتاً در نتیجه‌ی برخورد ذرات ماسه به سطح، از آن جدا و در جو شناور می‌شوند. گرچه ذرات غبار ایجادشده توسط فرسایش بادی، تنها ۱٪ کل جرم خاک جابجا شده را تشکیل می‌دهد (Nickling and Gillies, 1993 & Gillette, 1977)؛ به دلیل امکان شناور ماندن به مدت طولانی در جو و انتقال توسط گردش‌های جوی، اهمیت فراوانی دارد.

مدل‌های پیش‌بینی عددی غبار برای درک بهتر تأثیر این ذرات بر جو، در حال توسعه یافتن هستند (Tegen and Uno et al, 2003 & Fung, 1994). اگرچه نتایج شبیه‌سازی مدل‌های عددی بهبود یافته‌اند، هنوز فقدان قطعیت در مقادیر برآورد شده برای گسیل غبار مشاهده می‌شود؛ بنابراین، می‌توان انتظار داشت که مقادیر برآورد شده از مدل‌های مختلف، برای گسیل غبار متفاوت باشد. علاوه بر آن نتایج حاصل از بعضی مطالعات بر مدل‌ها، نشان می‌دهد که در مقادیر گسیل غبار پراکندگی وجود دارد. همچنین در گسیل‌های برآورد شده از طرحواره‌های مختلف گسیل غبار و شرایط مرزی سطحی مانند بافت خاک و پوشش گیاهی، پراکندگی زیادی دیده می‌شود (In and Shao et al, 2002 & Park, 2003b).

اینک طرحواره‌های گسیل غبار متعددی وجود دارد که برای برآورد گسیل غبار به پارامترهای ورودی متفاوتی نیاز دارند (Marticorena and Alfaro and Gomes, 2001 & Ginoux et al, 2001 & In and Park, 2003b). Bergametti, 1995). در هر کدام از این طرحواره‌ها، سازوکار فرسایش بادی به شکلی متفاوت پارامتره‌سازی می‌شود و این تفاوت به پراکندگی در نتایج شبیه‌سازی‌ها منجر می‌شود.

در پژوهش حاضر، توزیع زمانی و مکانی شار سطحی هواویزها با نتایج حاصل از جفت کردن سه مدل دینامیکی فرسایش بادی (Shao, 2004 & Lu and Shao, 199 & Marticorena and Bergametti, 1995)، با سامانه مدل پیش‌بینی عددی و وضع هوا جفت شده با شیمی (WRF-Chem) محاسبه می‌شود. این پژوهش، به بررسی واقع‌بینانه‌تر توزیع زمانی و مکانی گسیل غبار در منطقه‌ی خاورمیانه می‌پردازد. برای این کار، در ابتدا شرایط فیزیکی لازم برای

شکل‌گیری رویداد فرسایش بادی در منطقه مطالعه و بررسی، سپس ساختار اصلی مدل‌های فرسایش بادی به همراه مؤلفه‌های مؤثر بر آن توضیح داده می‌شود. در پی آن طرحواره‌های فرسایش بادی به کار رفته در این پژوهش، معرفی و مطالعه می‌شوند. در نهایت نیز نتایج حاصل از اجرای مدل جفت‌شده، مورد بحث قرار می‌گیرد.

۱-۱- تعریف مُدهای حرکت ذره

ذرات در طی رویداد فرسایش بادی، براساس اندازه دارای مدهای حرکتی متفاوتی هستند. بر طبق مشاهدات میدانی و تونل باد، حرکت ذرات به سه مد تقسیم می‌شود (Bagnold, 1941):

۱-۱-۱- تعلیق

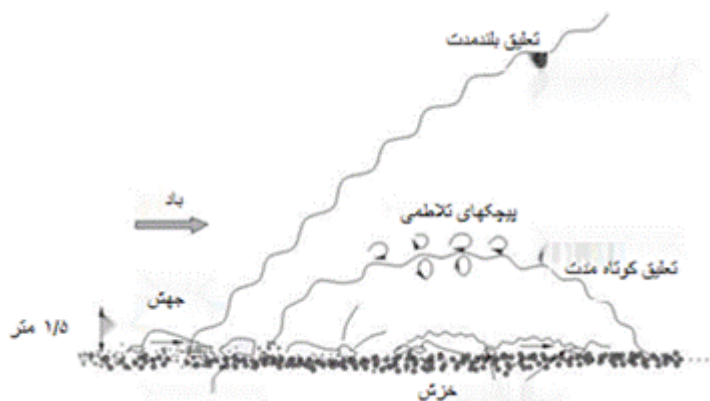
ذرات غبار به دلیل داشتن سرعت نهایی اندک، بعد از وارد شدن به جو می‌توانند به شکل ذرات معلق در آن باقی بمانند. این ذرات به علت تلاطم لایه‌ی مرزی جو، نسبتاً به سادگی تا مسافت‌های طولانی از سطح پخش می‌شوند. از آنجایی که زمان ماندگاری ذره‌ی غبار در جو، به سرعت نهایی آن بستگی دارد؛ تعلیق ذره غبار را می‌توان به دو نوع بلند مدت و کوتاه مدت تقسیم کرد. مشاهدات نشان می‌دهد که تنها ذرات خیلی ریز غبار با قطر چند میکرون تا ۲۰ میکرون، می‌توانند مدت طولانی تا چند روز در جو معلق با شند. این دسته ذرات غبار دارای تعلیق طولانی مدت هستند. ذرات غباری که قطر بین ۲۰ تا ۷۰ میکرون دارند، فقط چند ساعت در جو معلق می‌مانند و به سختی تا چند صد کیلومتر منتقل می‌شوند، مگر اینکه شرایط جوی مناسبی وجود داشته باشد. به این دلیل، این ذرات به تعلیق کوتاه مدت منسوب می‌شوند.

۱-۱-۲- جهش

جهش، حرکت شدید ذرات ماسه در امتداد سطح در طی رویداد فرسایش است. این فرآیند سازوکار عمده‌ای است که به انتقال مقدار زیادی از ذرات خاک در جهت باد و در نتیجه، شکل‌گیری و توسعه‌ی شنزارها و تله‌ماسه‌ها منجر می‌شود. مسیر جهش ذرات غبار در شکل ۱ نشان داده شده است. طبق این شکل، ذرات در راستای یک سطح شیب‌دار به سمت بالا صعود می‌کنند و دوباره به سطح زمین برمی‌گردند. مشاهدات نشان می‌دهد که زاویه‌ی صعود ذرات غبار حدود ۵۵ درجه و زاویه‌ی برخورد با سطح حدود ۱۰ درجه است. در هر خیزش، ذرات می‌توانند بین چند میلی‌متر تا چند متر روی سطح جابجا شوند.

۱-۱-۳- خزش

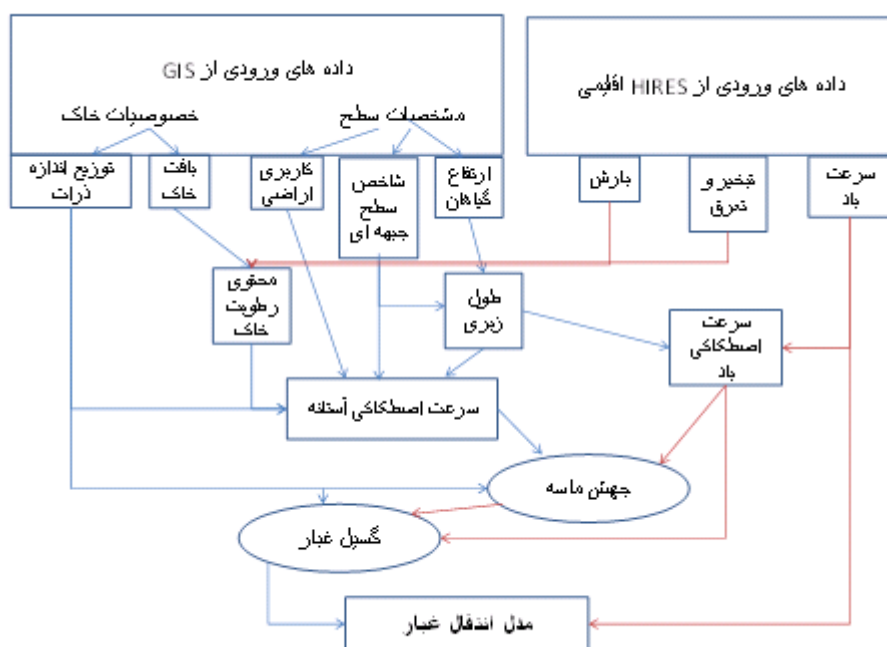
در شرایط جوی عادی، ذرات با قطر بزرگتر از ۱۰۰۰ میکرون نمی‌توانند از سطح بلند شوند. این ذرات تنها در اثر باد یا ضربه‌ی ذرات جهشی می‌توانند روی سطح حرکت کنند که به این حرکت، خزش گفته می‌شود.



شکل ۱: نمودار توصیفی مدهای خزش، جهش و تعلیق ذرات خاک در هنگام وقوع رویداد فرسایش. جهش به دو مد جهش خالص و اصلاح یافته و تعلیق به دو قسمت کوتاه مدت و بلندمدت تقسیم می‌شوند (Pye, 1987).

۲- ساختار اصلی مدل فرسایش بادی

در این بخش، به توصیف ساختار مدل فرسایش پرداخته و مؤلفه‌های اصلی مدل را معرفی می‌کنیم. شکل ۲ ساختار مدل فرسایش بادی را نشان می‌دهد. این مدل به داده‌های اقلیمی از یک مدل پیش‌بینی عددی وضع هوای با تفکیک بالا (HIRES)، و ویژگی‌های خاک و پوشش گیاهی از داده‌های GIS به عنوان ورودی نیازمند است. خروجی‌های اصلی مدل عبارتند از سرعت آستانه u_{*t} ، شار افقی ماسه Q و شار قائم غبار F . شار F به عنوان ورودی بخش چشمه غبار در مدل انتقال غبار به کار می‌رود.



شکل ۲: ساختار اصلی مدل فرسایش بادی

مؤلفه‌های مدل فرسایش بادی عبارتند از:

الف) سرعت اصطکاکی سطح u^* : فرسایش باد زمانی اتفاق می‌افتد که $u^* \geq u_{*t}$. سرعت اصطکاکی سطح از سرعت باد پیش‌بینی شده‌ی نزدیک سطح U در ارتفاع مشخص Z_U طبق معادله‌ی پالسون (۱۹۷۰) و با به‌کاربردن قانون نمایی لگاریتمی باد با تصحیح پایداری به دست می‌آید (Panlson, 1970):

$$u_{*t} = \frac{K U}{\ln\left(\frac{Z_U - D}{Z_0}\right) - \psi_m(Z_U/L)} \quad (۱)$$

تابع پایداری ψ_m به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\psi_m = \begin{cases} \frac{5Z_u}{L}, & \frac{Z_u}{L} > 0 \\ \ln \frac{(1+x_1)^2(1+x_1^2)}{8} - 2 \tan^{-1}(x_1) + \frac{\pi}{2}, & \frac{Z_u}{L} \leq 0 \end{cases} \quad (۲)$$

که در آن $x_1 = (1 - \frac{16Z_U}{L})^{1/4}$ ، $L = -\frac{u_* C_p \rho T_a}{kgH}$ ، طول مونسین-ابوخوف و k ثابت فون کارمن و برابر با ۰/۴، D

ارتفاع جابجایی صفر، Z_0 طول زبری آیرودینامیکی سطح، g شتاب گرانش و H شار گرمای نهان است. ارتفاع جابجایی صفر برای شرایط خنثی ($\psi_m = 0, \frac{Z_U}{L} = 0$) و خاک عریان، صفر فرض می‌شود.

ب) سرعت اصطکاکی آستانه u_{*t} : ابتدا سرعت اصطکاکی آستانه برای سطوح خاک همگن، خشک، سست و دارای ذرات با اندازه یکسان با معادله زیر به دست می‌آید (Iversen and White, 1982):

$$u_{*t} = \sqrt{\frac{1}{26/32 \rho f(R_{ep})} \left(\frac{0.003}{d} + \frac{\pi}{6} \Delta \rho g d \right)} \quad (۳)$$

$$f(R_{ep}) = \begin{cases} C_D R_{ep}, & R_{ep} \leq 1 \\ C_D, & R_{ep} > 1 \end{cases} \quad (۴)$$

در این معادله، C_D ضریب کشال برای ذره‌ی معلق در هوا و R_{ep} عدد رینولدز ذره در سرعت آستانه و معرف اثر چسبندگی است. پس از به دست آوردن سرعت اصطکاکی آستانه برای سطوح یکنواخت، اثرات زبری و رطوبت با اصلاح u_{*t} وارد می‌شوند. برای سطوح خاک طبیعی u_{*t} به صورت زیر پارامتره می‌شود:

$$u_{*t}(d) = u_{*t0}(d; 0, 0, 0) RHM \quad (۵)$$

که R ، H و M به ترتیب عوامل بزرگی تأثیر زبری‌های پوشش سطحی، محتوای رطوبت خاک و تراکم سطح آن هستند.

ج) شار افقی Q : شار Q به صورت انتگرال قائم چگالی شار q تعریف می‌شود ($Q = \int_0^\infty q(Z) dZ$). برای سطوح ماسه‌ای با اندازه ذرات یکنواخت، نظریه‌ها و آزمایش‌های فراوانی برای محاسبه‌ی شار افقی ماسه Q در دسترس است

که برای شرایط باد ثابت به صورت تابعی از سرعت اصطکاکی آستانه u_{*t} و سرعت اصطکاکی u_{*} در نظر گرفته می‌شود (Greeley and Iversen, 1985) که در اکثر آنها $Q \propto u_{*}^3$ است.

(د) شار قائم غبار F : شار قائم غبار از معادله‌ی $F = \int_{d_1}^{d_2} F(d)P(d)\delta d$ به دست می‌آید که در آن d_1 و d_2 به ترتیب کم‌ترین و بیش‌ترین قطر ذره ماسه، $F(d)$ گسیل غبار از خاکی با محتوای ذرات غبار و ذرات ماسه با قطر d و $P(d)$ توزیع اندازه ذرات است.

۲-۱- پیکربندی مدل

در این تحقیق از ویرایش سوم مدل WRF-Chem استفاده و مدل برای منطقه‌ی خاورمیانه به طول جغرافیایی ۱۵ تا ۷۵ درجه‌ی شرقی و عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۵۵ درجه‌ی شمالی، با نقاط شبکه 160×160 ، تفکیک افقی ۶۰ کیلومتر و برای ۲۸ تراز قائم تا فشار ۵۰ میلی‌باری پیکربندی شده است. شبیه‌سازی میدان‌های هواشناسی با شرایط آغازین و مرزهای جانبی برگرفته از داده‌های gfs و fnl مراکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی (قابلیت‌ترسی در: http://rda.ucar.edu/find_data.html) صورت می‌گیرد. شرایط مرزهای جانبی شیمیایی، از داده‌های زمینه مدل گرفته می‌شود که این شرایط مرزی براساس میانگین‌های به‌دست‌آمده روی عرض‌های جغرافیایی میانی از نیم‌رخ‌های هواپیما، حاصل از چندین تحقیق بر اقیانوس آرام شرقی گرفته شده است.

داده‌های سطحی موجود در مدل منطقه‌ای، از داده‌های میانگین ماهانه برای سپیدایی (آلبیدوی) سطح، ضریب سبزی ماهانه‌ی زمین، شیب منطقه، ۲۴ دسته داده‌های USGS و ۲۰ دسته داده NOAA برای کاربری اراضی، میانگین سالانه‌ی دمای خاک، ۱۶ دسته داده برای لایه‌ی بالایی و پایینی خاک و ارتفاع توپوگرافی تشکیل شده است. این داده‌ها شامل داده‌های اطلاعات جغرافیایی حس‌گر مادیس، GWD و VARSSO با تفکیک افقی ۳۰ ثانیه، ۲، ۵ و ۱۰ دقیقه و داده‌های ۶ ساعته NCEP با تفکیک ۱ درجه است.

برای بهبود شبیه‌سازی گسیل غبار در مدل، از سری داده‌های بهبود یافته‌ی پارامترهای سطح استفاده شده است (Rezazadeh et al, 2013). این داده‌ها که دربرگیرنده‌ی پوشش گیاهی، بافت خاک و توپوگرافی هستند، به کمک داده‌های ماهواره‌ای حس‌گر مادیس و داده‌های USGS تهیه شده‌اند و با تلفیق آنها، مناطق مستعد گسیل غبار منطقه مشخص شده است. از آنجا که در مدل WRF-Chem، از تابع چشمه برای وارد کردن شرایط سطحی مناطق مستعد گسیل غبار استفاده می‌شود که این تابع نیز براساس تفاوت ارتفاع هر نقطه با آبرفت مجاور آن به دست می‌آید. این در حالی است که داده‌های جدید سطح، امکان تعیین مناطق چشمه‌ی غبار را با ترکیب داده‌های پوشش گیاهی، بافت خاک و توپوگرافی فراهم می‌سازد؛ بنابراین، میزان خطا در شناسایی چشمه‌های غبار و در پی آن تعیین میزان گسیل و نحوه‌ی توزیع غبار، براساس داده‌های جدید کاهش می‌یابد.

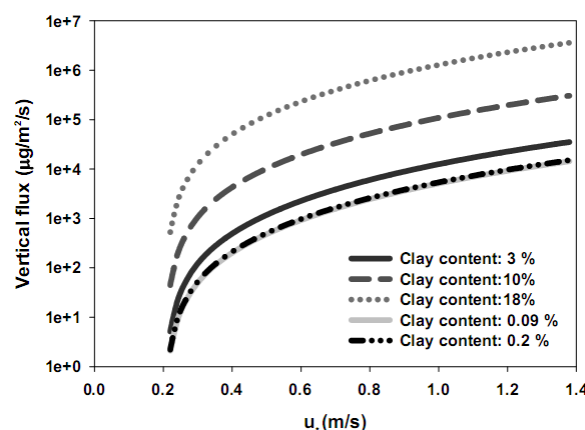
۲-۲- معرفی طرحواره‌های فرسایش بادی

۲-۲-۱- طرحواره‌ی مارتیکرنا و برگامتی

طرحواره‌ی مارتیکرنا و برگامتی، معادله‌ی بین شار افقی ماسه و شار قائم غبار را با محتوای رس خاک تعیین می‌کند. مارتیکرنا و برگامتی معادله‌ای برای نسبت میانگین شار قائم کل، به شار افقی کل در مقابل محتوای رس خاک برای خاک‌های با محتوای رس کمتر از ۲۰٪ ارائه نمودند:

$$F = 100 \times Q \times 10^{(0.134 \times f_c - 6.0)} \quad (۶)$$

که f_c درصد محتوای رس خاک است. شکل ۳، شار قائم غبار محاسبه شده توسط معادله‌ی ۶ را برای خاک‌های با میزان متفاوت رس (۳٪، ۱۰٪ و ۱۸٪) نشان می‌دهد (Choi and Fernando, 2008). در این رابطه برای تعیین میزان رس خاک، کسر ذرات با قطر کمتر از ۲ میکرون در نظر گرفته می‌شود. شار قائم غبار در معادله‌ی ۶، برای سطح خشک و خالی از گیاه محاسبه شده است. همان‌طوری که از شکل ۳ پیداست، شار قائم غبار با افزایش میزان رس خاک زیاد می‌شود. اگرچه این طرحواره به سادگی معادله‌ی شار قائم غبار را با سرعت اصطکاکی آستانه برای خاک‌های متفاوت نشان می‌دهد، برای خاک‌های با میزان رس بالاتر از ۲۰٪ قابل استفاده نیست و فرآیندهای فیزیکی در این پارامترسازی وارد نمی‌شوند (Marticorena and Bergametti, 1995).



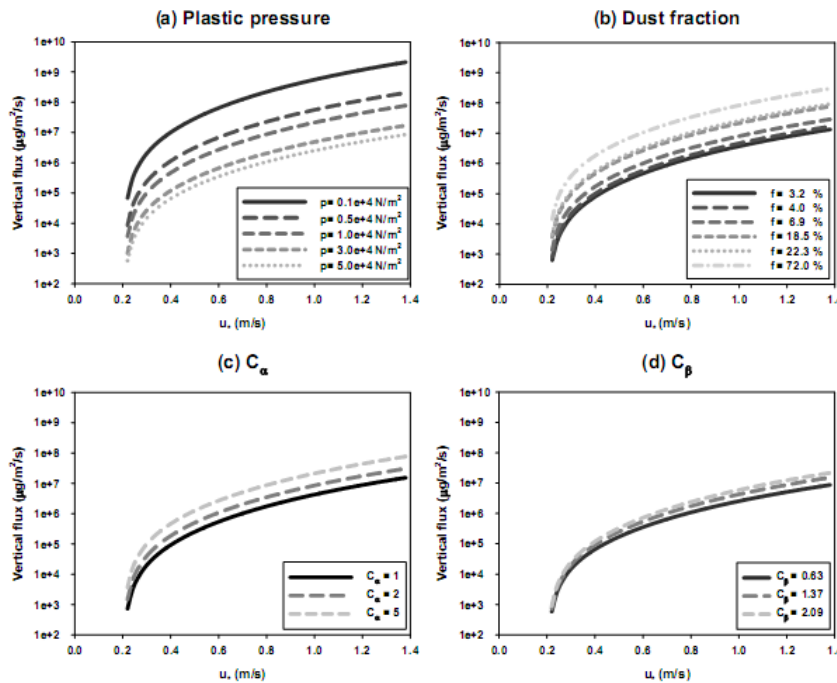
شکل ۳: شار قائم حاصل از طرحواره مارتیکرنا و برگامتی برای سطح خشک و خالی از گیاه، به صورت تابعی از سرعت اصطکاکی آستانه برای خاک‌های با محتوای متفاوت رس

۲-۲-۲- طرحواره لو و شائو

در طرحواره‌ی لو و شائو (1999)، شار قائم غبار براساس حجم برداشت شده‌ی ذرات از سطح خاک در اثر فرآیند جهش برآورد می‌شود. میزان حجم ذرات برداشته شده از سطح، متناسب با سرعت ذرات در هنگام جهش می‌باشد. در این طرحواره، معادله‌ی تجربی شار قائم غبار از طریق مدل‌سازی فرآیند جهش برای ذرات، با زاویه برخورد ۱۳ به دست آمده است:

$$F = \frac{C_{\alpha} g f \rho_b}{2p} (0.24 + C_{\beta} u_* \sqrt{\frac{\rho_p}{p}}) Q \quad (۷)$$

که P فشار الاستیک سطح خاک برحسب N/m^2 ، f کسر ذرات غبار موجود در حجم برداشته شده، ρ_p و ρ_b به ترتیب چگالی توده خاک و ذره خاک است. C_α و C_β نیز مقادیر ثابتی هستند. بر طبق معادله ۷، شار قائم غبار با افزایش P کاهش و با افزایش f ، C_α و C_β افزایش می‌یابد و همان‌طور که شکل ۴ نشان می‌دهد، تأثیر فشار الاستیک بر شار قائم غبار بیش از بقیه پارامترهای ورودی به مدل است. تغییر ρ_b تأثیر چندانی در مقدار شار قائم غبار ندارد.



شکل ۴: حساسیت طرحواره‌ی لو و شائو به صورت تابعی از سرعت اصطکاکی برای مقادیر متفاوت پارامترهای ورودی در طرحواره (a) فشار الاستیک (b) کسر غبار (c) C_α (d) C_β

۲-۲-۳. طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴

شائو (2001)، روش جدیدی را برای پارامتره سازی گسیل غبار بر اساس دو سازوکار بمباران جهشی و واپاشی کلوخه‌ای پیشنهاد کرد. میزان گسیل غبار حاصل از بمباران جهشی، با مدل‌سازی حجم برداشته شده از سطح خاک (Lu and Shao, 1999) برآورد می‌شود. در تعیین مقدار گسیل غبار حاصل از سازوکار واپاشی کلوخه‌ای، فرض می‌شود که کلوخه تنها در اثر از هم پاشیدن ذرات خاک در هنگام برخورد با سطح اتفاق می‌افتد. شائو معادله‌ای برای گسیل غبار پیشنهاد و در این معادله فرض کرد که ذرات غبار در بازه‌های اندازه‌ی I تقسیم‌بندی می‌شوند. شائو (۲۰۰۴)، ساده‌سازی بیشتری برای معادله در نظر گرفت و آهنگ گسیل ذرات با قطر d_i را تعیین کرد که این ذرات توسط جهش ذرات به قطر d_s حاصل می‌شود:

$$\tilde{f}(d_i, d_s) = c_v \eta_f \left[(1 - \gamma) + \gamma \frac{p_m(d_i)}{p_f(d_i)} \right] \frac{Qg}{u_*^2} \left(1 + \frac{\rho_b \Omega}{m} \right) \quad (8)$$

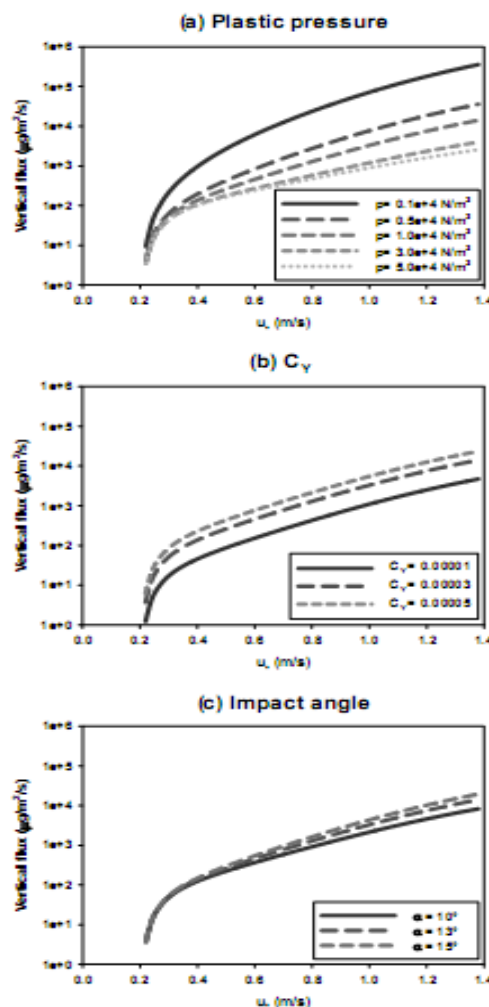
که c_v ضریب بی‌بعد، η_f کسر جرمی از ذرات غبار که در واحد جرم خاک یافت می‌شود، m جرم ذره‌ی جهش‌یافته از سطح است و بقیه پارامترها همانند پارامترهای ورودی طرحواره‌ی لو و شائو هستند. Ω حجم برداشته شده توسط ذره‌ی جهش‌یافته به قطر d_s است و به صورت معادله‌ی زیر تعیین می‌شود:

$$\Omega = \frac{\pi \rho_s d_s^3 U^2}{12 p} (\sin 2\alpha - 4 \sin^2 \alpha + \frac{7.5 \pi U \sin^3 \alpha}{\sqrt{2 p d_s / m d_s}}) \quad (9)$$

U سرعت ذره در هنگام برخورد به سطح و α زاویه برخورد است. شار قائم کل غبار با معادله‌ی زیر به دست می‌آید:

$$F = \int_{d_1}^{d_2} \int_0^{d_1} \tilde{f}(d_i, d_s) p(d_s) p(d_i) \delta d_i \delta d_s \quad (10)$$

در این معادله شار قائم کل غبار برای ذرات جهش‌یافته با قطر بین d_1 و d_2 محاسبه می‌شود. شکل ۵، شار قائم غبار محاسبه شده با طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ را به صورت تابعی از سرعت اصطکاکی برای مقادیر متفاوت فشار الاستیک سطح، ضریب C_Y و زاویه برخورد ذرات در حال جهش α ، نشان می‌دهد. در این شکل نیز همانند طرحواره‌ی لو و شائو، فشار الاستیک سطح بیشترین تأثیر را در مقدار گسیل غبار دارد. همان گونه که از شکل ۵ و معادله‌ی ۸ پیدا ست، مقادیر کوچک C_Y باعث کاهش مقدار برآورد شده شار قائم غبار می‌شود و بزرگ‌تر شدن زاویه‌ی برخورد ذره‌ی در حال جهش، سبب افزایش مقدار شار قائم غبار برآورد شده می‌گردد و در نتیجه، سرعت اصطکاکی افزایش می‌یابد.



شکل ۵: شار قائم غبار برآورد شده با طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ (الف) فشار الاستیک سطح، (ب) ضریب C_Y و (ج) زاویه برخورد α . فشار الاستیک سطح تأثیر بیشتری بر مقدار شار قائم به‌ویژه برای مقادیر سرعت اصطکاکی بالا دارد.

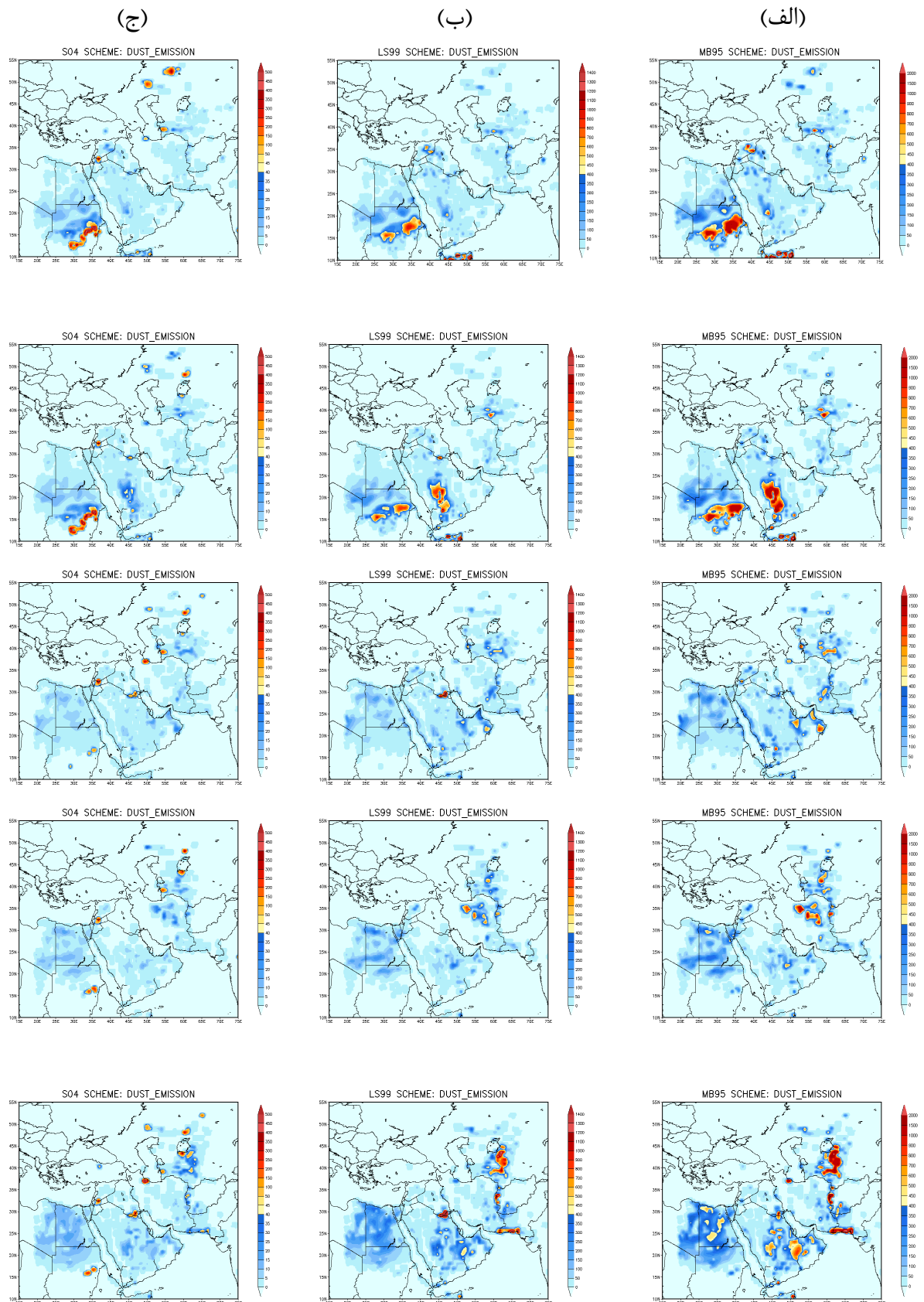
۳- نتایج گسیل غبار شبیه‌سازی شده با طرحواره‌های مختلف فرسایش بادی جفت شده در مدل WRF-Chem

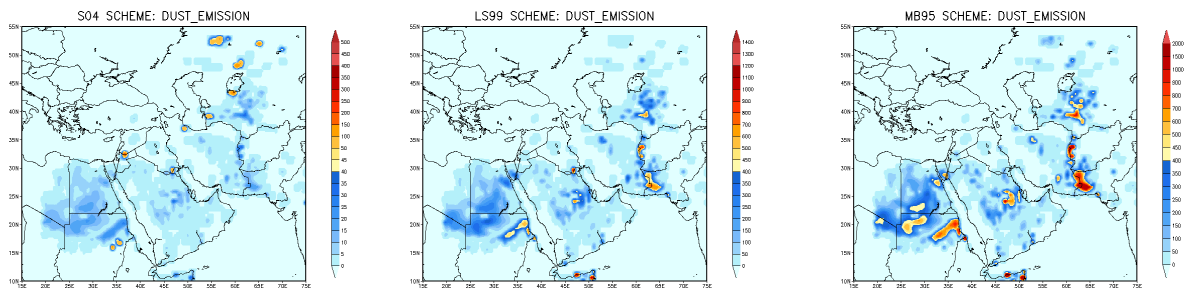
برای محاسبه‌ی گسیل غبار از طرحواره‌های مارتیکرنا- برگامتی، لو- شائو و شائو ۲۰۰۴ استفاده می‌شود. توزیع اندازه‌ی شار غبار در طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴، در چهار دسته اندازه‌ی ۱/۹۵-۲/۵، ۲/۵-۵، ۵-۱۰ و ۱۰-۲۰ میکرومتر تعریف می‌شود. در طرحواره‌های مارتیکرنا- برگامتی و لو- شائو، مقادیر شار قائم غبار با معادلات ۶ و ۷ محاسبه می‌شود که با استفاده از چهار دسته اندازه براساس توزیع اندازه ذرات به دست آمده است. در طرحواره‌ی مارتیکرنا- برگامتی، محتوای رس خاک از داده‌های توزیع اندازه ذرات خاک شائو ۲۰۰۴ استفاده می‌شود. ذرات غبار گسیل شده با سرعت نشست گرانشی از قانون استوکس و سرعت نشست خشک پارامتره شده توسط روش وسلی و هیکس (Wesely and Hicks, 2000)، از جو به سطح زمین نشست پیدا می‌کنند.

شکل ۶، گسیل غبار شبیه‌سازی شده با مدل جفت‌شده WRF_Chem و طرحواره‌های مارتیکرنا- برگامتی (۶ الف)، لو- شائو (۶ ب) و شائو ۲۰۰۴ (۶ ج) را برای دوره‌ی توفان ۴-۹ جولای ۲۰۰۹ در منطقه‌ی خاورمیانه نشان می‌دهد. مطابق شکل ۶ با هر سه طرحواره، گسیل غبار از ساعت ۰۶:۰۰ روز چهارم جولای ۲۰۰۹ در بیابان‌های جنوب شرقی آفریقا شروع می‌شود. مقایسه‌ی قسمت‌های الف، ب و ج شکل ۶ نشان می‌دهد که هر سه طرحواره چشمه‌های گسیل یکسانی را برای این رویداد غبار نشان می‌دهند؛ در حالی که در زمان آغاز توفان، طرحواره‌ی مارتیکرنا- برگامتی مناطق چشمه گسیل غبار را با گستردگی و شدت بیشتر نسبت به طرحواره‌های لو- شائو و شائو ۲۰۰۴ برآورد می‌کند. در طی توفان، مناطق چشمه به فعالیت خود ادامه، ولی مقادیر گسیل متفاوتی را با هر یک از طرحواره‌ها نشان می‌دهند. در ساعت UTC ۱۸:۰۰ روز هفتم جولای، بیشینه مقدار گسیل غبار در ایران با شدت $2000 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ دیده می‌شود که در مناطق کویری و شرقی ایران و به خصوص در تهران گسترش یافته است. شارهای غبار شبیه‌سازی شده توسط مدل، توزیع مکانی یکسانی را برای هر سه طرحواره نشان می‌دهد؛ چون روش پارامتره سازی شار افقی در هر سه این طرحواره‌ها یکسان است. با این حال، مقادیر شبیه‌سازی شده شار قائم غبار توسط سه طرحواره با یکدیگر متفاوت است.

طرحواره‌های مارتیکرنا- برگامتی و لو- شائو، شار گسیل غبار برای دسته اندازه‌های ذرات غبار ۱ تا ۴ را صفر نشان می‌دهند و تنها در دسته اندازه غبار ۵ یعنی ۱۰-۲۰ میکرون، شار گسیل را به ترتیب تا حدود $1947 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ و $1313 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ برآورد می‌کنند. اگرچه سه طرحواره با مدل WRF-Chem، الگوی یکسانی را برای توزیع مکانی گسیل غبار در دوره توفان ۴-۹ جولای ۲۰۰۹ شبیه‌سازی می‌کنند، مقادیر گسیل غبار در چشمه‌ها متفاوت برآورد می‌شوند.

طرحواره‌ی مارتیکرنا- برگامتی، مقادیر بزرگ‌تری را برای گسیل غبار نسبت به طرحواره‌های دیگر نشان می‌دهد؛ به طوری که گسیل غبار توسط این طرحواره، در حدود چهار برابر مقادیر شبیه‌سازی شده توسط طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ است. مقادیر بیشینه گسیل غبار برآورد شده با طرحواره‌ی مارتیکرنا- برگامتی $2200 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ ، با طرحواره‌ی لو- شائو $1400 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ و با طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ تنها $500 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ می‌باشد.





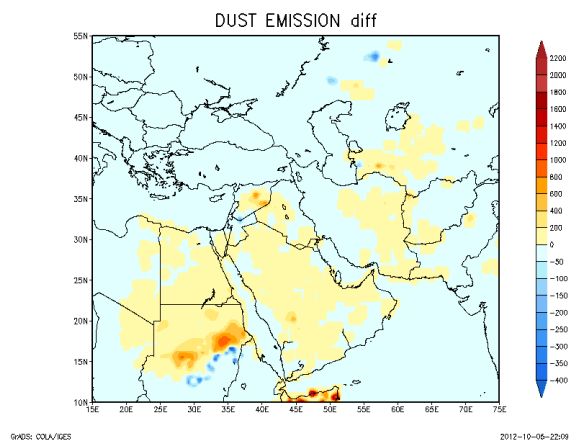
شکل ۶: شار قائم غبار ۶ ساعته شبیه‌سازی شده با طرحواره‌های (الف) مارتیکرنا-برگامتی (ب) لو-شائو (ج) شائو ۲۰۰۴ جفت شده در مدل WRF-Chem برای دوره توفان ۴-۹ جولای ۲۰۰۹ در منطقه خاورمیانه

شکل ۷، اختلاف توزیع مکانی میزان گسیل غبار شبیه‌سازی شده با طرحواره‌ی مارتیکرنا-برگامتی و لو-شائو از طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ را در ساعت ۰۶:۰۰ UTC، روزهای ۴ تا ۹ جولای ۲۰۰۹ نشان می‌دهد. گستره‌ی توزیع مکانی گسیل غبار در طرحواره‌های مارتیکرنا-برگامتی و لو-شائو، چندین برابر گستره‌ی توزیع مکانی گسیل غبار شبیه‌سازی شده توسط طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ است.

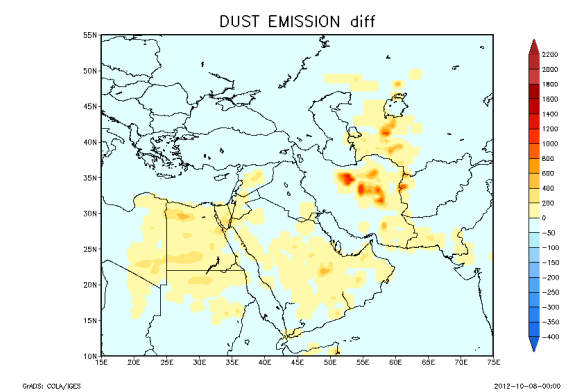
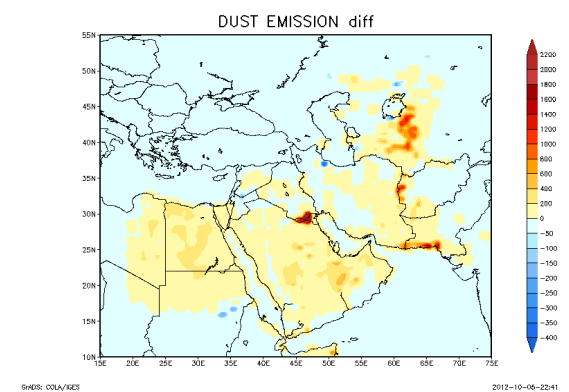
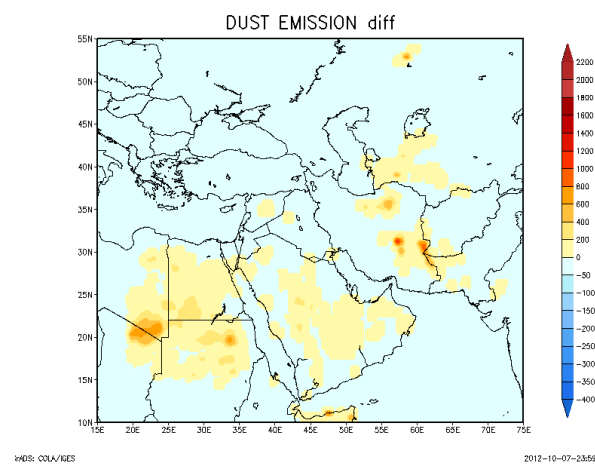
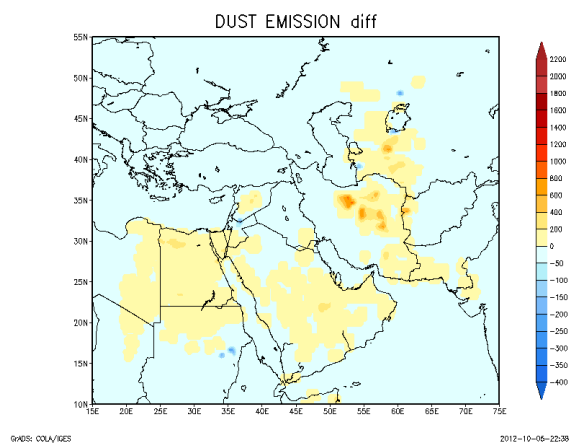
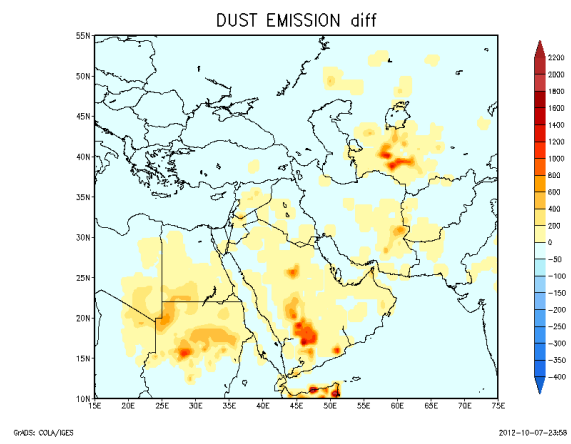
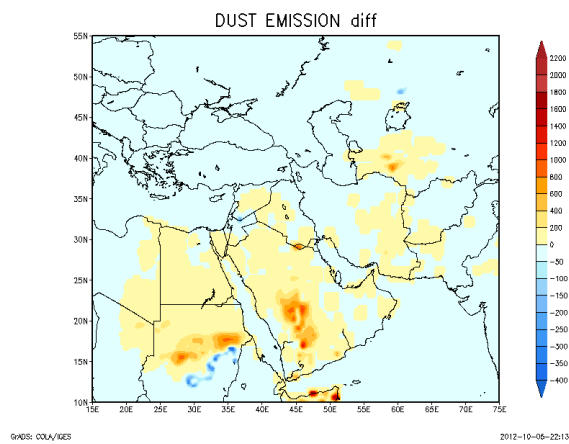
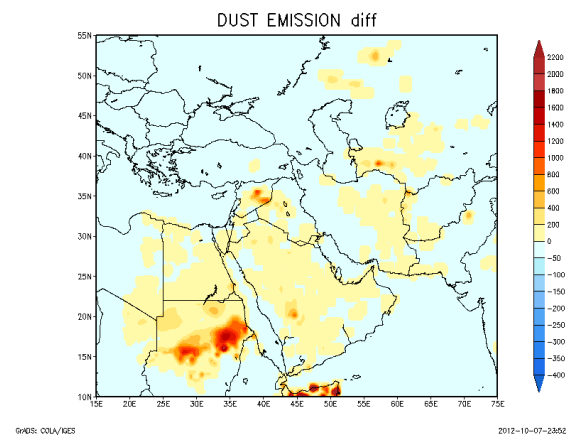
اختلاف شار قائم غبار در طرحواره‌های گسیل، پیچیدگی‌های مربوط به بافت خاک و سرعت اصطکاکی را در منطقه‌ی مورد مطالعه آشکار می‌کند. طرحواره‌ی مارتیکرنا-برگامتی در منطقه‌ی خاورمیانه و برای دوره‌ی توفان مورد بررسی، مقادیر بزرگ‌تری را برای گسیل غبار نسبت به طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ برآورد می‌کند. در آغاز دوره‌ی توفان، بیشترین اختلاف گسیل غبار برآورد شده بین طرحواره‌ی مارتیکرنا-برگامتی و شائو ۲۰۰۴ در مناطق جنوب شرقی آفریقا دیده می‌شود که این مقدار تا $2200 \mu\text{g m}^{-2}\text{s}^{-1}$ نیز می‌رسد. با عبور توفان از سمت غرب به شرق منطقه‌ی خاورمیانه، بیشینه اختلاف در صحرای عربستان و در پی آن در نواحی مرکزی و شرقی ایران دیده می‌شود. مطابق شکل ۷، مناطقی که بیشترین اختلاف بین دو طرحواره را در آغاز رویداد غبار دارند، دارای نوع بافت خاک لومی و سیلتی لومی هستند و مناطقی که دارای کمترین اختلاف در برآورد گسیل غبار حاصل از این دو طرحواره هستند، بافتی رسی دارند.

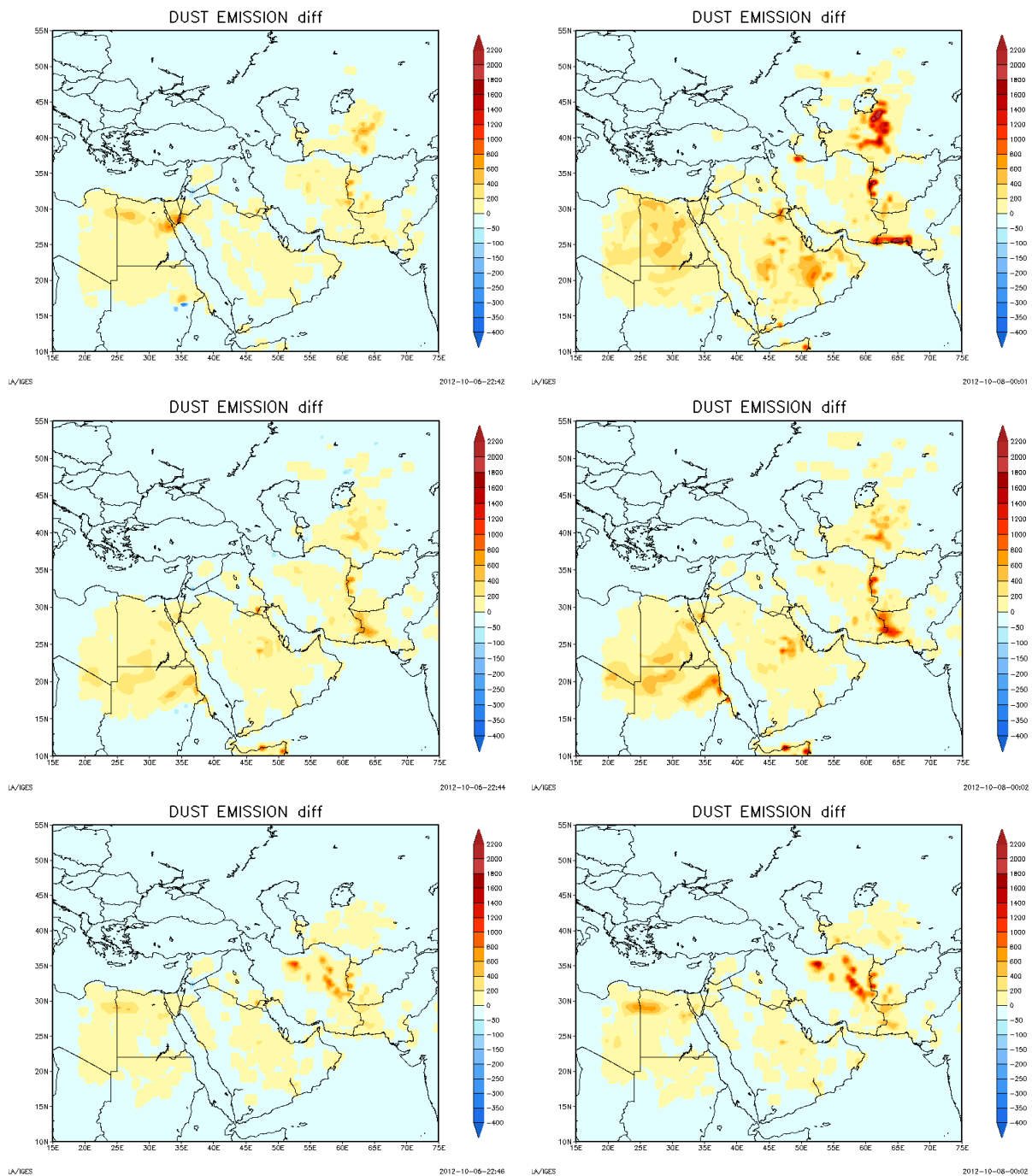
برخلاف طرحواره‌ی مارتیکرنا-برگامتی، در طرحواره‌ی لو-شائو مقادیر بیشتر و کمتر برای میزان گسیل غبار نسبت به طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ برآورد می‌شود. در روز اول، رویداد غبار مورد بررسی طرحواره‌ی لو-شائو تنها در مناطق کوچکی در آفریقا و نقطه‌ای در مرز ترکیه و اردن مقادیر کمتری تا $400 \mu\text{g/m}^2/\text{s}$ را نسبت به طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ برآورد می‌کند، ولی در بقیه‌ی نقاط، طرحواره‌ی لو-شائو مقادیر بزرگ‌تری را برای گسیل غبار محاسبه می‌کند. در هنگام عبور توفان مورد نظر، مقادیر گسیل غبار برآورد شده بزرگ‌تر از مقادیر حاصل از طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ بوده و بیشینه‌ی این اختلاف به حدود $2200 \mu\text{g/m}^2/\text{s}$ در ساعت ۱۲:۰۰ UTC روز ۹ جولای در مرز عراق و سوریه نیز می‌رسد که این منطقه در جنوب بین‌النهرین واقع است. در روز آخر توفان، اختلاف برآورد گسیل غبار بین دو طرحواره در مناطق مرکزی و شرقی ایران نیز بیشترین مقدار را دارد؛ به عبارت دیگر، اختلاف بین شارهای قائم غبار حاصل از لو-شائو و شائو ۲۰۰۴ در بیشتر مناطق خاورمیانه قابل توجه نیست.

(ب)



(الف)





شکل ۷: اختلاف شار گسیل غبار برآورد شده (الف) مارتیکرنا-برگامتی و (ب) لو-شائو با شائو ۲۰۰۴ در دوره توفان ۴-۹ جولای ۲۰۰۹. برای مناطق لوم و لوم سیلنتی طرحواره گسیل غبار مارتیکرنا-برگامتی مقادیر بیشتری را نسبت به طرحواره لو-شائو برآورد می‌کند و برای مناطق رسی طرحواره‌های لو-شائو و شائو ۲۰۰۴ اختلاف‌های کوچکتری را در برآورد گسیل غبار نشان می‌دهند. اختلاف بین شارهای قائم غبار لو-شائو و شائو ۲۰۰۴ به نسبت اختلاف گسیل غبار برآورد شده توسط مارتیکرنا-برگامتی و شائو ۲۰۰۴ ناچیز است.

۴- بحث و نتیجه‌گیری

هدف از این پژوهش، بررسی عملکرد سه مدل دینامیکی فرسایش بادی (مارتیکرنا و برگامتی، لو و شائو، و شائو ۲۰۰۴) در نمونه توفانی در منطقه‌ی خاورمیانه است. این طرحواره‌ها تحت سامانه‌ی مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا، همراه

با شیمی (WRF-Chem) می‌تواند به برآورد میزان غلظت، بار غبار و الگوهای توزیع مکانی و زمانی آنها به‌صورت برخط پردازد.

الگوهای توزیع مکانی گسیل و بار غبار حاصل از داده‌های سطح موجود در مدل WRF-Chem و داده‌های جدید سطح، چشمه‌های اصلی غبار منطقه‌ی خاورمیانه را نشان داده‌اند. با این تفاوت که الگوی گسیل حاصل از داده‌های جدید سطح وارد شده در مدل، جزئیات بیشتری را برای مناطق گسیل غبار بیان می‌کند؛ به‌طوری‌که علاوه بر چشمه‌ی اصلی غبار، سهم مناطق اطراف چشمه را نیز در گسیل غبار نشان داده‌است و الگوی این گسیل، پراکندگی بیشتری نسبت به خروجی داده‌های موجود در مدل دارد.

شبیه‌سازی‌های گسیل غبار با مدل جفت شده WRF_Chem و طرحواره‌های مارتیکرنا-برگامتی، لو-شائو و شائو ۲۰۰۴ برای دوره توفان ۴-۹ جولای ۲۰۰۹ در منطقه‌ی خاورمیانه آشکار می‌سازد که هر سه طرحواره، چشمه‌های گسیل یکسانی را برای این رویداد غبار برآورد کرده‌اند؛ در حالی که در زمان آغاز توفان، طرحواره‌ی مارتیکرنا-برگامتی مناطق چشمه گسیل غبار را با گستردگی و شدت بیشتری نسبت به طرحواره‌های لو-شائو و شائو ۲۰۰۴ برآورد می‌کند. در طی توفان، مناطق چشمه به فعالیت خود ادامه ولی مقادیر گسیل متفاوتی را با هر یک از طرحواره‌ها نشان می‌دهند. اختلاف توزیع مکانی میزان گسیل غبار شبیه‌سازی شده، با طرحواره‌ی مارتیکرنا-برگامتی و لو-شائو از طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ نشان می‌دهد که گستره‌ی توزیع مکانی گسیل غبار در طرحواره‌های مارتیکرنا-برگامتی و لو-شائو، چندین برابر گستره‌ی توزیع مکانی گسیل غبار شبیه‌سازی شده توسط طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴ است. توزیع مکانی بار غبار توسط مدل جفت‌شده برای سه طرحواره‌ی گسیل غبار مارتیکرنا-برگامتی، لو-شائو و شائو ۲۰۰۴ برای رویداد غبار ۴-۹ جولای ۲۰۰۹ در منطقه‌ی خاورمیانه، نشان می‌دهد که در ساعت ۰۶:۰۰ UTC چهارم جولای ۲۰۰۹، یک پلوم غبار بر منطقه‌ی جنوب شرقی آفریقا توسط هر سه طرحواره‌ی فرسایش بادی شکل گرفته‌است، با این تفاوت که میزان بار غبار متفاوت می‌باشد. طرحواره‌ی مارتیکرنا-برگامتی و لو-شائو، توزیع مکانی بار غبار را به صورت مشابه با یکدیگر شبیه‌سازی می‌کنند؛ به‌طوری‌که مناطق دارای پلوم غبار در آغاز این رویداد همانند است. با وجود همانند بودن گستردگی بار غبار در این دو طرحواره، طرحواره‌ی مارتیکرنا-برگامتی پلوم‌های غبار را به‌ویژه در آفریقا و عراق، با شدت بیشتری برآورد می‌کند. طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴، تنها پلوم شکل گرفته در آفریقا را عامل اصلی این رویداد غبار نشان می‌دهد. همچنین گستردگی و شدت پلوم طرحواره‌ی شائو ۲۰۰۴، چندین برابر کمتر از پلوم‌های شبیه‌سازی شده توسط طرحواره‌های مارتیکرنا-برگامتی و لو-شائو است.

۵- سپاس‌گزاری

نگارندگان مقاله از مؤسسه‌ی ژئوفیزیک و هواشناسی دانشگاه کلن در آلمان، به دلیل در اختیار قرار دادن اطلاعات لازم برای این پژوهش قدردانی می‌کنند.

منابع

1. Alfaro, S. C; & L. Gomes., (2001). Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distribution in source areas. *J. Geophys. Res.* 106 (16), 18075 - 18084.

2. Alfaro, S. C; Gaudichet, A; Gomes, L; & M. Maillé, 1997. Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting, *J. Geophys. Res.*, 102, 11239 - 11249.
3. Alpert, P; Kaufman, Y. J; Shay-El, Y; Tanre, D; Silva, A; Schubert, S; & J. H. Joseph, 1998. Quantification of dust - forced heating of the lower troposphere, *Nature*, 395, 367 – 370.
4. Arimoto, M. O., 2001. Eolian dust and climate: relationships to sources, tropospheric chemistry, transport and deposition, *Earth Sci. Rev.*, 54, 29 – 42.
5. Bagnold, R. A., 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes, London: *Methuen*.
6. Bollasina, M; Nigam, S; & K. M. Lau, 2008. Absorbing aerosols and summer monsoon evolution over South Asia: an observational portrayal, *J. Clim.*, 21 (13), 3221 – 3239. <http://dx.doi.org/10.1175/2007JCLI2094.1>.
7. Chen, Y. S; Sheen, P. C; Chen, E. R; Liu, Y. K; Wu, T. N; & C. Y. Yang, 2004. Effects of Asian dust storm events on daily mortality in Taipei, Taiwan, *Environ. Res.* 95, 151 - 155.
8. Choi, Y; & HJS. Fernando., (2008). Implementation of a windblown dust parameterization into MODELS-3/CMAQ: Application to episodic PM events in the US/Mexico border. *Atmos. Environ.* 42, 6039 - 6046.
9. Crosbie, E; Sorooshian, A; Monfared, N. A; Shingler, T; & O. Esmaili, 2014. A multiyear aerosol characterization for the greater Tehran area using satellite, surface, and modeling data. *Atmosphere*, 5 (2), 178 – 197.
10. Crucifix, M., & C. D. Hewitt., (2005). Impact of vegetation changes on the dynamics of the atmosphere at the Last Glacial Maximum. *Clim. Dyn.* 25 (5), 447 - 459.
11. Fouquart, Y. B; Bonnell, G; Brogniez, G; Buriez, J. C; Smith, L; Morcrette, J. J; & A. Cerf, 1987. Observations of Saharan aerosols: results of ECLATS field experiment II, Broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence, *J. Appl. Meteorol.*, 26, 38 – 52.
12. Gillette, D., 1997. Fine particulate emission due to wind erosion, *Trans. Of the ASAE*, 20 (5), 890 – 897.
13. Ginoux, P; Prospero, J. M; Gill, T. E; Hsu, C; & M. Zhao, 2012. Global scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products, *Rev. Geophys.*, 50: RG3005. <http://dx.doi.org/10.1029/2012RG000388>.
14. Ginoux, P; Chin, M; Tegen, I; Prospero, J; Holben, B; Dubovik, O; & S. J. Lin, 2001. Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model, *J. Geophys. Res.*, 106, 20255 – 20273.
15. Gong, S. L; Zhang, X. Y; Zhao, T. L; McKendry, I. G; Jaffe, D. A; & N. M. Lu, 2003. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia: 2. Model simulation and validation, *J. Geophys. Res.*, 108. doi:10.1029/2002JD002633.
16. Greeley, R., & J. D. Iversen., (1985). Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan, New York: *Cambridge University Press*.
17. Haywood, J. M; Allan, R. P; Culverwell, I; Slingo, T; Milton, S; Edwards, J; & N. Clerbaux, 2005. Can desert dust explain the outgoing long wave radiation anomaly over the Sahara during July 2003?, *J. Geophys. Res.*, 110. doi: 10.1029/2004JD005232.
18. In, H. J., & S. U. Park., (2003b). A simulation of long-range transport of yellow sand observed in April 1998 in Korea. *Atmos. Environ.*, 36, 4625 - 4636.
19. Iversen, J. D., & B. R. White., Saltation threshold on Earth, Mars and Venus. *Sedimentology*. 29, 111 – 119.
20. Kim, S.W; Yoon, S. C; & J. Kim, 2008. Columnar Asian dust particle properties observed by sun / sky radiometers from 2000 to 2006 in Korea, *Atmos. Environ.*, 42, 492 - 504.
21. Li, X; Maring, H; Savoie, D; Voss, K; & J. M. Prospero, 1996. Dominance of mineral dust in aerosol light-scattering in the North Atlantic trade winds, *Nature*, 380, 416 – 419.
22. Lu, H. , & Y. Shao., A new model for dust emission by saltation bombardment. *J. Geophys. Res.* 199; 104 (D14), 16827 - 16842.

23. Marticorena, B; & G. Bergametti., (1995). Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res.* 100, 16415 - 16430.
24. Miller, R. L., & I. Tegen., (1998). Climate response to soil dust aerosols. *J. Climate.* 11, 3247–3267.
25. Moulin, C; Lambert, C. E; Dulac, F; & U. Dayan, 1997. Control of atmospheric export from North Africa by the North Atlantic Oscillation, *Nature*, 397, 691– 694. doi: 10.1038/42679.
26. Nickling, W., & J. Gillies., (1993). Dust emission and transport in Mali, West Africa. *Sedimentology.* 40, 859 – 868.
27. Panlson, C., 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteor*, 9, 857 – 861.
28. Prospero, J. M; Ginoux, P; Torres, O; Nicholson, S. E; & T. E. Grill, 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys*, 40 (1002), 32655 - 32657. <http://dx.doi.org/10.1029/2000RG000095>.
29. Pye, K., 1987. Aeolian Dust and Dust Deposits, *London: Academic Press*.
30. Ramanathan, V., & A. M. Vogelmann., (1997). 1990's, Greenhouse effect, atmospheric solar absorption, and the Earth's radiation budget. From the Arrhenius-Langely era to the, *Ambio*. 26 (1), 38 – 46.
31. Rezazadeh, M; Irannejad, P; & Y. Shao, 2013. Dust emission simulation with the WRF-Chem model using new surface data in the Middle East region, *J. Earth and Space Physics*, 39 (1), 191 - 212. [In Persian].
32. Rosenfeld, D., 2000. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 287, 1793 – 1796, doi: 10.1126/science.287.5459.1793.
33. Schneider von Deimling, T; Ganopolski, A; Held, H; & S. Rahmstorf, 2006. How cold was the Last Glacial Maximum?, *Geophys. Res. Lett*, 33: L14709. doi: 10.1029/2006GL026484.
34. Shao, Y; Jung, E; & L. M. Leslie, 2002. Numerical prediction of north-east Asian dust storms using an integrated wind erosion modeling system, *J. Geophys. Res.*, 107 (D24), 4814. doi: 10.1029/2001JD001493.
35. Shao, Y., & J. Wang., (2003). A Climatology of Northeast Asian dust events: *Meteorologische Zeitschrift*. 12 (4), 187 - 196. doi: 10.1127/0941-2948/2003/0012-0187.
36. Shao, Y., 2004. Simplification of a dust emission scheme and comparison with data, *J. Geophys. Res.*, 109 (D10202). doi: 10.1029/2003JD004372.
37. Sokolik, I., & O. B. Toon., (1996). Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols. *Nature*. 381, 681– 683.
38. Tegen, I., & I. Fung., (1994). Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness. *J. Geophys. Res.* 99 (22), 897 - 914.
39. Tegen, I; Lacis, A. A; & I. Fung, 1996. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils, *Nature*, 380, 419 - 422.
40. Uno, I; Carmichael, G. R; Streets, D. G; Tang, Y; Yienger, J. J; Satake, S; Wang, Z; Woo, J. H; Guttikunda, S; & M. Uematsu, 2003. Regional chemical weather forecasting system CFORS: Model descriptions and analysis of surface observations at Japanese island stations during the ACE-Asia experiment, *J. Geophys. Res.*, 108, 8668.
41. Wesely, ML; & BB. Hicks., (2000). A review of the current status of knowledge on dry deposition. *Atmos. Environ.* 34, 2261 - 2282.
42. Yoshioka, M; Mahowald, N. M; Conley, A. J; Collins, W. D; Fillmore, D. W; Zender, C. S; & D. B. Coleman, 2007. Impact of desert dust radiative forcing on Sahel precipitation: Relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetation changes, and greenhouse gas warming, *J. of climate*, 20, 1445 - 1467.

An Assessment of Wind Erosion Schemes in Dust Emission Simulations over the Middle East

Maryam Rezazadeh¹: Assistant professor of Meteorology, University of Hormozgan

Parviz Irannejad: Associate professor of Meteorology, University of Tehran

Yaping Shao: professor of Meteorology, University of Cologne

Article History (Received: 5/7/2016

Accepted: 1/31/2017)

Extended abstract

1- INTRODUCTION

Atmospheric aerosols, solid and liquid particles in the atmosphere, play a crucial role in the atmospheric radiation equilibrium. These particles have an influence on the scattering and absorption of short wavelength radiation, and on the other hand, affect radiation absorption and emission in long wavelengths. Dust particles are among the important aerosols affecting the air quality and human health. Variation on the amount of dust in the atmosphere results in radiation equilibrium, hence changes the surface temperature. Dust particles can also alter the global climate condition through changing precipitation, wind intensity, regional humidity equilibrium. Wind erosion is a complicated process which leads to the rise of dust particles from the surface. This process is under the influence of different factors such as atmospheric condition (wind, precipitation and temperature), land properties (topography, surface humidity, roughness length and vegetation), soil condition (texture, compound and density), and land use (agriculture). Numerical models using the wind erosion schemes for better understanding of dust impact on the atmosphere are developing. Although their results have improved, they still suffer from uncertainties for the estimation of dust emission. Therefore, it can be anticipated that the estimated values of different models for dust emission with different surface conditions (such as soil texture and vegetation) would be different.

In the present study, temporal and spatial distribution of surface flux of aerosols were calculated through coupling three dynamic wind erosion models within the numerical Weather Research and Forecasting model coupled with Chemistry (WRF-Chem). This study addressed a more realistic investigation of temporal-spatial properties of dust emission in the Middle East. To this end, first, the necessary physical condition for the wind erosion event was investigated in the study region. Then, the main structure of the wind erosion models along with the effective parameters was explained. In addition, the wind erosion schemes were introduced and described, and finally, the results were discussed.

2- THEORETICAL FRAMEWORK

Depending on their size, aerosol particles have different moving modes during the wind erosion. According to the field observations in the wind tunnel, particles movement can be classified into three modes: suspension, saltation and creep. In the suspension mode, as dust particles have small final velocity after their entrance into the atmosphere, they can remain suspended. Due to the turbulence of the boundary layer, they can easily diffuse in long distances. As the time of dust particles' lasting in the atmosphere depends on their final velocity, dust particle suspension can be divided into long-term and short-term suspension modes. In the saltation mode, an intense movement of the sand along the surface happens during the wind erosion. This is the main mechanism for the huge amount of dust transfer in the wind direction which results in the formation of sandy lands and sand hills. In the normal condition, the particles with the diameter of higher than 1000 micron cannot be elevated from the surface; these

¹ Corresponding Author: rezazadeh@hormozgan.ac.ir

* نویسنده مسئول: rezazadeh@hormozgan.ac.ir

particles can only move on the surface as a result of the wind or saltation beats which is called creeping. Wind erosion schemes are used to determine the type of aerosol movements, and also to estimate the vertical and horizontal flux. In this study, three schemes of Marticrana-Bergumetti (1995), Lou and Shao (1999), and Shao (2004) are employed. The aim of this study is to investigate the performance of the wind erosion schemes through WRF-Chem model to simulate the dust emission over the Middle East region.

3- METHODOLOGY

In this study, first, 3 dust schemes, including Marticorena-Bergametti, Lu-Shao and Shao 2004 were introduced and studied. Then, through WRF-Chem model, the results of dust emission simulation through these three schemes were compared with 4-9 July 2009 dust event in the Middle East. For simulation, new surface data, including topography, soil texture and vegetation were used instead of the available data in WRF-Chem model. The advantage of these data is their higher resolution in comparison with WRF-Chem data, in a way that it can detect the existing dust sources of the region with higher accuracy playing a significant role in the dust emission simulation in the region.

4- RESULTS

Results of simulated dust emission with WRF-Chem and Marticrana-Bergumetti (1995); Lou and Shao (1999), and Shao (2004) were investigated for the storm period of 4-9th of July in 2009 in the Middle East. Results show that all the three schemes revealed the beginning of dust emission at 6:00 in July 4th, 2009 in the southeastern deserts of Africa. These three schemes also showed the same emission sources for this event. At the beginning of the storm event, Marticrana-Bergumetti scheme indicated more extensive and intense dust sources, when compared with Lou-Shao and Shao schemes. Source regions continue their activities during the storm but the amount of emissions were different by the application of different schemes. Simulated dust flux show the same spatial distribution for all the three applied schemes, since the parameterization processes of horizontal flux were the same in the three schemes. However, the simulated values of the vertical flux were different.

Difference in the vertical dust flux reflects the complexity of the soil texture and friction velocities. Marticrana-Bergumetti estimated larger dust emission for the studied storm in comparison with Shao's (2004) scheme. At the beginning of the dust storm, the highest difference in the estimated dust emission between Marticrana-Bergametti and Shao (2004) was observed in the southeastern regions of Africa. By the advancement of the storm from west to east, the maximum difference was observed in Saudi Arabia desert followed by the central and eastern regions of Iran. Regions with maximum difference in the estimated values of the two schemes at the beginning of the event had loam or silty-loam soil, whereas the regions with the least difference had clay soil.

5- CONCLUSIONS AND SUGGESTIONS

The results showed that all the three wind erosion schemes estimated the same emission resources for these dust events, while, at the beginning of the event, Marticorena-Bergametti scheme showed a wider and more intensified dust emission source in comparison with the two other schemes. Examining the spatial distribution differences of the simulated dust emission revealed that Marticorena-Bergametti and Lu-Shao resulted in spatial distribution ranges several times larger than that of Shao's (2004) scheme.

Key Words: Dust Storm, Emission, Middle East, Wind Erosion, WRF-Chem model.