

اثر طرحواره‌ی پلایم - شو و NOAH در پیش‌بینی غبار

(مطالعه‌ی موردی: غرب اهواز)

حسین محمد عسگری*: استادیار، گروه محیط‌زیست، دانشکده منابع طبیعی دریا، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر

پرویز ایران‌نژاد: دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

شهرام خلیقی سیگارودی: دانشیار، گروه احیاء مناطق خشک و کوهستانی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران

حسن احمدی: استاد تمام، گروه احیاء مناطق خشک و کوهستانی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران

آرش ملکیان: دانشیار، گروه احیاء مناطق خشک و کوهستانی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران

تاریخچه مقاله (تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۰/۲۵)

چکیده

گسیل غبار، حاصل فرسایش بادی است و در مناطق مستعد فرسایش صورت می‌گیرد. فرسایش بادی فرایند انتقال ذرات خاک به وسیله‌ی باد است. رطوبت خاک سطحی، از عوامل بسیار تأثیرگذار بر فرسایش بادی به شمار می‌رود. با توجه به اینکه رطوبت سطحی خاک در مناطق خشک و بیابانی بسیار پایین است، برای شبیه‌سازی عددی این فرسایش باید از طرحواره‌ی سطح مناسبی استفاده شود تا رطوبت موجود در لایه‌ی سطحی خاک را به درستی شبیه‌سازی کند. در این پژوهش، اثر طرحواره‌ی پلایم در پیش‌بینی غبار و شبیه‌سازی رطوبت سطحی با استفاده از دو طرحواره‌ی سطح NOAH و پلایم-شو بررسی شد. همچنین برای ارزیابی طرحواره‌ها، از داده‌های سطح سوم رطوبت خاک روزانه که از ماهواره‌ی رادار تهیه شده‌است، استفاده گردید. نتایج نشان داد که استفاده از طرحواره‌ی پلایم-شو، رطوبت سطحی کمتر و شبیه‌سازی مناسب‌تری را در ایجاد شرایط گسیل غبار نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد دلیل برتری طرحواره‌ی دو لایه‌ای پلایم-شو نسبت به طرحواره‌ی NOAH، این است که ضخامت لایه‌ی سطحی خاک طرحواره‌ی پلایم-شو یک سانتیمتر است؛ در حالی که لایه‌ی سطحی در طرحواره‌ی NOAH، ۱۰ سانتیمتر ضخامت دارد. کوچک‌تر بودن لایه‌ی سطحی در طرحواره‌ی پلایم-شو، سبب می‌شود لایه رطوبت لایه‌ی سطحی، پاسخ سریع‌تری به واداشته‌های جوی داشته باشد و در نتیجه شبیه‌سازی واقعی‌تری از رطوبت سطح صورت گیرد. همچنین ارزیابی طرحواره‌های سطح با استفاده از داده‌های راداری، نشان داد که طرحواره‌ی پلایم نسبت به طرحواره‌ی NOAH از دقت بیشتری برخوردار است.

واژگان کلیدی: فرسایش بادی، طرحواره پلایم، طرحواره NOAH، رطوبت سطحی خاک

۱- مقدمه

گسیل^۱ غبار، حاصل فرسایش بادی است و در مناطق مستعد فرسایش صورت می‌گیرد. فرسایش بادی فرایند انتقال ذرات خاک به وسیله‌ی باد است. این فرایند دارای فازهای جداگانه‌ای است مشتمل بر بلند شدن، حمل و نشست ذرات. فرسایش بادی فرایندی پیچیده است؛ زیرا عوامل زیادی بر آن تأثیر دارد که شامل شرایط جوی (باد، بارش، دما)، خصوصیات خاک (بافت خاک، ساختمان و خاکدانه‌ها) و خصوصیات سطح زمین (توپوگرافی، رطوبت، طول زبری آیرودینامیکی، پوشش گیاهی و عناصر فرسایش‌ناپذیر) است. در طی واقعه‌ی فرسایش بادی، این فاکتورها بر هم اثر

¹ Emission

می‌گذارند و در حالی که فرسایش پیشرفت می‌کند، خصوصیات سطح فرسایش یافته به میزان قابل توجهی تغییر می‌یابد (Shao, 2006).

مدل جوی، داده‌های مورد نیاز طرحواره‌ی فرسایش بادی را فراهم می‌کند؛ این داده‌ها شامل سرعت اصطکاکی، u^* ، اطلاعات باد برای همرفت غبار، شدت جریان‌های تلاطمی برای پخش کردن غبار و رسوب آن و بارش برای نشست مرطوب است؛ علاوه بر این، مدل جوی داده‌هایی از قبیل تابش را فراهم می‌کند که برای مدل سازی فاکتورهای محیطی از قبیل رطوبت خاک و پوشش گیاهی در طرحواره‌ی سطح زمین مورد نیاز می‌باشد. این فاکتورها بر فرسایش بادی تأثیر زیادی دارد. بسیاری از مدل‌های جوی با طرحواره‌ی تابشی همراه می‌شوند تا تأثیر هواویزهای معدنی بر انتقال تابش در جو، مورد بررسی قرار گیرد. مدل‌های فرسایش بادی توانایی کمی سازی برداشت، انتقال و رسوب ذرات خاک در همی اندازه‌ها را دارند؛ به عنوان مثال، اگر برداشت ذرات قابل توجه باشد، این مدل‌ها قادرند به پیش‌بینی سرعت آستانه‌ی اصطکاکی، میزان انتقال ماسه‌ها و میزان گسیل غبار بپردازند (Zhao et al, 2010).

Shao و Leslie (1997) و Lu (1999)، سامانه‌ی تقریباً جامع مدل سازی فرسایش بادی را توسعه دادند که این سامانه، طرحواره‌ی فیزیکی فرسایش بادی را با یک مدل جوی طرحواره‌ی سطح زمین و بانک اطلاعاتی GIS جفت می‌کند. آنها این سامانه را برای پیش‌بینی توفان غبار در استرالیا به کار بردند (Shao and Leslie, 1997; Lu, 1999). از اواخر دهه‌ی ۱۹۹۰ چندین مدل توفان غبار برای مسائل غبار جهانی، منطقه‌ای و محلی توسعه یافتند؛ نمونه‌هایی از مدل‌های جهانی غبار شامل مدل‌های Zender و همکاران (2003)، Ginoux و همکاران (2004)، Tanaka Chiba (2006) است (Ginoux et al, 2004; Tanaka and Chiba, 2006; Zender et al, 2003). نمونه‌هایی از مدل‌های منطقه‌ای غبار شامل مطالعات Nickovic و همکاران (2001)، Liu و همکاران (2001)، Shao و همکاران (2003) و Uno و همکاران (2005) است (Uno et al, 2005; Shao et al, 2003; Liu et al, 2001; Nickovic et al, 2001). Seino و همکاران (2005)، توفان‌های غبار را در حوزه‌ی Tarim با استفاده از مدل غبار میان‌مقیاس شبیه سازی کردند. نتایج این بررسی نشان داد که این مدل، در شبیه سازی غبار از توانایی مناسبی برخوردار است (Seino et al, 2005). Cherenkov و Jakobs (2011)، به مطالعه‌ی توفان غبار در ۲۴ مارس ۲۰۰۷ در اروپای مرکزی پرداختند. برای درک بهتر فرایندها و برهم کنش‌ها با استفاده از روش جدید پارامتره کردن گسیل غبار، شبیه سازی عددی این رخداد انجام شد (Chervenkova and Jakobs, 2011). آنها از طرحواره‌ی Shao (2004) در مدل EURAD^۱ استفاده کردند و در نهایت، نتایج مدل با داده‌های اندازه گیری شده مقایسه شد. تحلیل حساسیت فاکتورهای مختلف نشان داد که مدل به توزیع اندازه ذرات و طرحواره‌ی گسیل حساسیت بیشتری دارد. این مدل از توانایی مناسبی در شبیه سازی توفان مورد بررسی برخوردار است (Shao, 2004).

رطوبت در لایه‌ی بسیار نازکی از سطح خاک، در طی زمان به سرعت تغییر می‌کند و چرخه‌ی شبانه‌روزی، فصلی و سالیانه‌ی متفاوتی دارد که این تغییرات با بارش و تبخیر مرتبط است (Shao, 2006). این رطوبت از پارامترهای بسیار مهم در فرسایش بادی است. اکثر طرحواره‌های گسیل غبار با استفاده از رطوبت لایه‌ی سطحی خاک، سرعت آستانه‌ی فرسایش بادی را اصلاح می‌کنند.

¹ Eurad

در این پژوهش سعی شده است که اثر طرحواره‌ی پلایم شو و NOAH در پیش‌بینی غبار، نیز شبیه‌سازی رطوبت سطحی با استفاده از دو طرحواره‌ی سطح NOAH و پلایم شو و رطوبت داده‌های رادار مورد بررسی و ارزیابی قرار گیرد.

۲- مواد و روش

۲-۱- طرحواره سطح پلایم - شو

این طرحواره در ابتدا توسط پلایم و شو (2001) ارائه شد که متغیرهای پیش‌بینی آن دما و رطوبت خاک است (Xiu and Pleim, 2001). اساس این طرحواره، طرحواره‌ی ISBA است که توسط Mahfouf و Noilhan (1993) ارائه شد و شامل دو لایه خاک به ضخامت یک سانتیمتری و یک متری از سطح خاک و یک لایه پوشش گیاهی است که در آن دما و رطوبت خاک از طرحواره‌ی واداشت و بازیافت دردورف (۱۹۸۷) محاسبه می‌شود (Noilhan and Mahfouf, 1993). در این طرحواره، سطح، آهنگ تغییرات دمای خاک در دو لایه‌ی بالایی و کف مدل، T_2 و T_s به صورت زیر است:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \quad (1)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \quad (2)$$

در این روابط τ پیوند زمانی یک روزه، R_n تابش خالص (مجموع تابش خالص موج کوتاه و بلند) و H و LE شارهای گرمایی محسوس و نهان از سطح به جو است. همچنین ضریب C_T ، مجموع ظرفیت گرمایی حجمی خاک و پوشش گیاهی است (Noilhan and Planton, 1989).

$$C_t = \frac{1}{\left(\frac{1-\sigma_f+\sigma_f}{C_{soil}} + \frac{\sigma_f}{C_c}\right)} \quad (3)$$

C_{soil} و C_c ظرفیت گرمایی حجمی پوشش گیاهی و خاک و σ_f کسر سطح پوشش گیاهی هستند. آهنگ تغییرات رطوبت حجمی خاک در لایه‌ی بالایی و کف خاک (θ_2 و θ_g)، و محتوای آب روی پوشش گیاهی W_c از روابط زیر محاسبه می‌شود:

$$\frac{\partial \theta_g}{\partial t} = \frac{c_1}{\rho_w d_{z1}}(P_d - E_{dir}) - \frac{c_2}{\tau}(\theta_g - \theta_{geq}) \quad (4)$$

$$\frac{\partial \theta_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_{z2}}(P_d - E_{dir} - E_t) - \frac{c_3}{d_{z2}\tau} \max[0, (\theta_2 - \theta_f)] \quad (5)$$

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = \sigma_f P_d - (E_c - E_t) - D \quad (6)$$

P_d بارش مؤثر (بارشی که بعد از برخورد با پوشش گیاهی و تبخیر به داخل خاک وارد می‌شود)، θ_g مقدار رطوبت حجمی سطح خاک، E_{dir} تبخیر مستقیم از سطح خاک، E_c تبخیر از بخش مرطوب پوشش گیاهی، E_t تعرق از بخش خشک پوشش گیاهی و D اضافی بارش بیش از ظرفیت نگهداری پوشش است. همچنین C_1 و C_2 ضرایب واداشت و بازیافت C_3 ضریب زهکشی گرانشی است که مقدار آنها از روابط موجود در طرحواره‌ی ISBA محاسبه می‌شود. رواناب سطحی در این طرحواره زمانی رخ می‌دهد که رطوبت خاک بیش از بیشینه‌ی رطوبت لایه‌ی بالایی آن باشد. تبخیر کل در این طرحواره سطح که شامل مجموع تبخیر مستقیم از سطح خاک، تبخیر از بخش مرطوب پوشش

گیاهی و تعرق از بخش خشک پوشش گیاهی است، به صورت زیر می‌باشد:

$$E_{dir} = \rho_a (1 - \sigma_f) \frac{\beta}{R_a + R_{bw}} [q_{sat}(T_s) - q_a] \quad (۷)$$

$$E_c = \rho_a \sigma_f \frac{\sigma_w}{R_a + R_{bw}} [q_{sat}(T_s) - q_a] \quad (۸)$$

$$E_t = \rho_a \sigma_f \frac{1 - \sigma_w}{R_a + R_c + R_{bw}} [q_{sat}(T_s) - q_a] \quad (۹)$$

$q_{sat}(T_s)$ رطوبت ویژه‌ی اشباع در دمای سطح خاک T_s ، q_a رطوبت ویژه‌ی جو در پایین‌ترین لایه مدل، σ_w کسر سطح مرطوب برگ، ρ_a چگالی هوا، R_{bw} مقاومت لایه‌ی مرزی شبه ورقه‌ای برای بخار آب، R_c و R_a مقاومت پوشش گیاهی و هوا است. در این طرحواره سطح، ضریب رطوبت در دسترس خاک بر اساس رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود:

$$\beta = \frac{1}{4} \left[1 - \cos \left(\frac{\theta_g}{\theta_f} \pi \right) \right]^2 \quad (۱۰)$$

در صورتی که رطوبت لایه‌ی بالایی مدل خاک، θ_g با ظرفیت نگهداری خاک برابر شود، ضریب رطوبت در دسترس خاک برابر یک می‌شود. مقاومت پوشش نیز از روابط ارائه شده در طرحواره‌ی NOAH به جز توابع زیر محاسبه می‌شود؛ درحالی که توابع زیر از روابط ارائه شده توسط اویسار و همکاران (۱۹۸۵) تعریف می‌شوند:

$$F_2 = \frac{1}{1 + \exp[a_T(T_a - b_T)]} \quad (۱۱)$$

$$F_4 = \frac{1}{1 + \exp[-0.5(\theta_{af} - b_w)]} \quad (۱۲)$$

ضرایب a_T و b_T تابع دمای هوا، θ_{af} رطوبت در دسترس خاک و b_w تابعی از نقطه‌ی پژمردگی θ_w و ظرفیت نگهداری خاک θ_f است:

$$\theta_{af} = \frac{\theta_2 - \theta_w}{\theta_f - \theta_w} \quad (۱۳)$$

$$b_w = \frac{\theta_f - \theta_w}{3} + \theta_w \quad (۱۴)$$

در این طرحواره سطح به دلیل کمبود داده‌های دیده‌بانی رطوبت خاک، از روش گوارد داده غیر مستقیم استفاده می‌شود. ضرایب سوق دادن در این طرحواره سطح، بر اساس پارامترهای به کار رفته در خود مدل مانند دمای هوا T و رطوبت RH محاسبه می‌شود. روابط زیر برای گوارد غیرمستقیم داده‌های رطوبت خاک ارائه شده است:

$$\frac{\partial \theta_g}{\partial t} = \alpha_1 (T^a - T^f) + \alpha_2 (RH^a - RH^f) \quad (۱۵)$$

$$\frac{\partial \theta_2}{\partial t} = \beta_1 (T^a - T^f) + \beta_2 (RH^a - RH^f) \quad (۱۶)$$

شاخص‌های بالانویس a و f ، بیانگر داده‌های مشاهداتی و مقادیر پیش‌بینی شده توسط مدل و ضرایب $\alpha_{1,2}$ و $\beta_{1,2}$ ضرایب سوق دادن هستند. ضرایب $\alpha_{1,2}$ ، بر بخش خاک سلول شبکه‌ی بدون پوشش گیاهی اثر دارد که تابعی از تابش خورشیدی است و ضرایب $\beta_{1,2}$ بر لایه‌ی کف خاک (یک متری) و بخش پوشش گیاهی سلول شبکه تأثیر دارد و به صورت تابعی از مقاومت پوشش گیاهی تعریف می‌شود. هنگامی که رطوبت لایه‌ی کف خاک از ظرفیت نگهداری خاک بیشتر شود، ضرایب سوق دادن در روابط بالا در جهت خشک شدن خاک و زمانی که رطوبت لایه‌ی

کف خاک کمتر از نقطه‌ی پژمردگی شود، ضرایب سوق دادن در جهت مرطوب شدن خاک عمل می‌کنند.

۲-۱- طرحواره سطح NOAH

طرحواره‌ی پارامتره سازی سطح NOAH توسط Chen و Dudhia (۲۰۰۱) ارائه شد (Chen and Dudhia, 2001). این طرحواره دارای چهار لایه خاک با ضخامت‌های ۰/۱، ۰/۳، ۰/۶ و ۱ متری از سطح خاک، یک لایه پوشش گیاهی و پوشش برف است. متغیرهای پیش‌یابی آن، دمای خاک، رطوبت خاک و مقدار پوشش برف است.

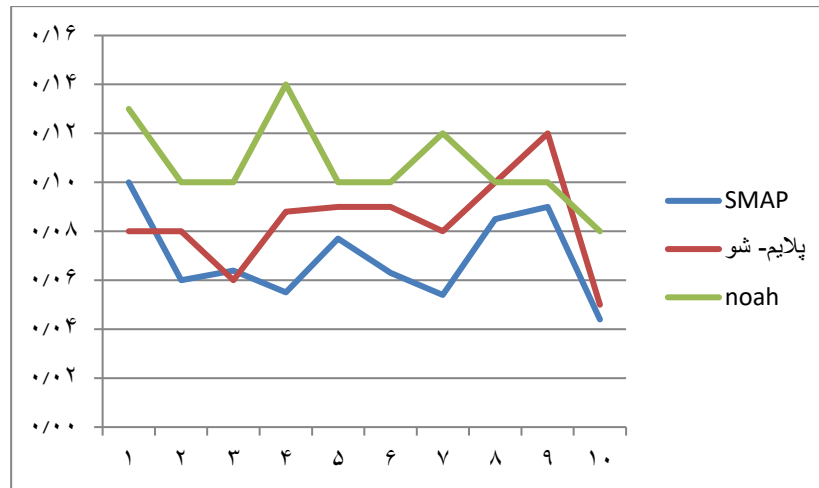
۳-۱- ارزیابی طرحواره‌های سطح با استفاده از داده‌های راداری

به منظور ارزیابی طرحواره‌ها از داده‌های سطح سوم رطوبت خاک روزانه که از ماهواره‌ی رادار (https://nsidc.org/data/SPL3SMA/versions/3#) تهیه شده‌است، استفاده گردید. این داده‌ها برای کل زمین به صورت روزانه تهیه شده و دارای قدرت تفکیک مکانی ۳ کیلومتر است. برای ارزیابی طرحواره‌ها، شبیه‌سازی ۱۰ روزه از مدل WRF تهیه و داده‌های رطوبت خاک غرب اهواز تعیین شد. با توجه به تفکیک مکانی استفاده شده در مدل WRF و اندازه پیکسل‌های تولیدات ماهواره‌ای رادار، از چند پیکسل متوسط‌گیری شد.

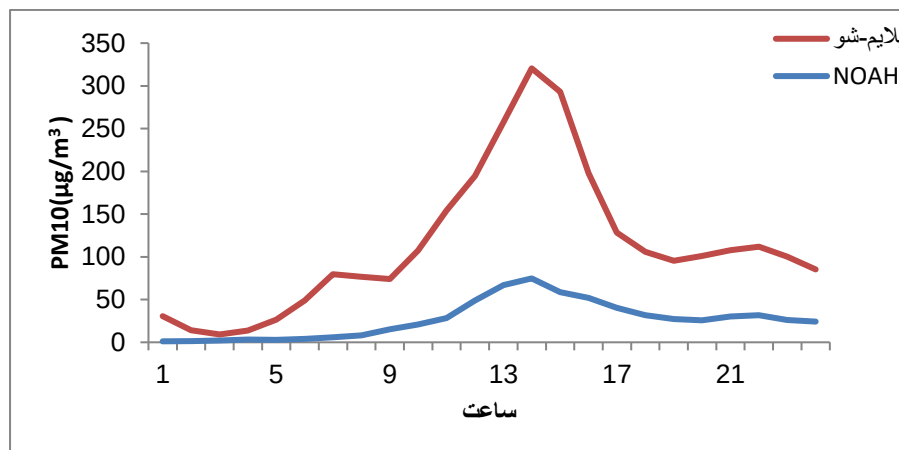
۳- یافته‌ها (نتایج)

شکل ۱ تغییرات رطوبت خاک شبیه‌سازی شده در غرب اهواز را در خاکی با بافت لومی رسی با استفاده از طرحواره‌های پلایم - شو و NOAH و رطوبت داده‌های رادار را از تاریخ ۷ تیر ۱۳۸۸ لغایت ۱۷ تیر همان سال نشان می‌دهد. از آنجا که رطوبت لایه‌ی سطحی خاک در مناطق خشک و بیابانی، در حد رطوبت پژمردگی (۰/۰۱ تا ۰/۲) است، طرحواره سطحی مناسب‌تر است که رطوبت سطحی در این مناطق را در فصول گرم سال در حد رطوبت پژمردگی شبیه‌سازی کند. در این مطالعه از طرحواره سطح پلایم - شو استفاده شد؛ به این دلیل که (۱) برآورد مناسب‌تر و نزدیک‌تری به رطوبت سطحی در مناطق خشک دارد. (۲) در مدل‌سازی فرسایش بادی لایه‌ی سطحی خاک با ضخامت کمتر از ۱۰ میلیمتر قابل توجه است (Shao and Dong, 2006). در طرحواره‌ی پلایم - شو، لایه‌ی سطحی خاک ۱ سانتیمتر در نظر گرفته می‌شود که این لایه در فرسایش بادی و گسیل غبار تأثیر زیادی دارد؛ در حالی که لایه‌ی اول طرحواره‌ی NOAH ۱۰ سانتیمتر است و برای مطالعه‌ی گسیل غبار مناسب نیست. به منظور ارزیابی نتایج، از شاخص مجذور مربعات خطا (RMSE) و ضریب همبستگی استفاده شد. نتایج نشان داد که RMSE برای طرحواره‌ی پلایم ۰/۰۲ و برای طرحواره‌ی NOAH ۰/۰۴ است، همچنین میزان ضریب همبستگی برای طرحواره‌ی پلایم ۰/۶ و برای طرحواره‌ی NOAH ۰/۱۹ است. در نتیجه، طرحواره‌ی پلایم نسبت به طرحواره‌ی NOAH دقت بیشتری دارد.

شکل ۲ اختلاف در برآورد PM₁₀ را با استفاده از دو طرحواره‌ی سطح مذکور نشان می‌دهد. طرحواره‌ی NOAH رطوبت لایه سطحی را بیشتر برآورد می‌کند، در نتیجه سرعت آستانه فرسایش بادی بیشتر و میزان گسیل غبار کمتر خواهد شد.

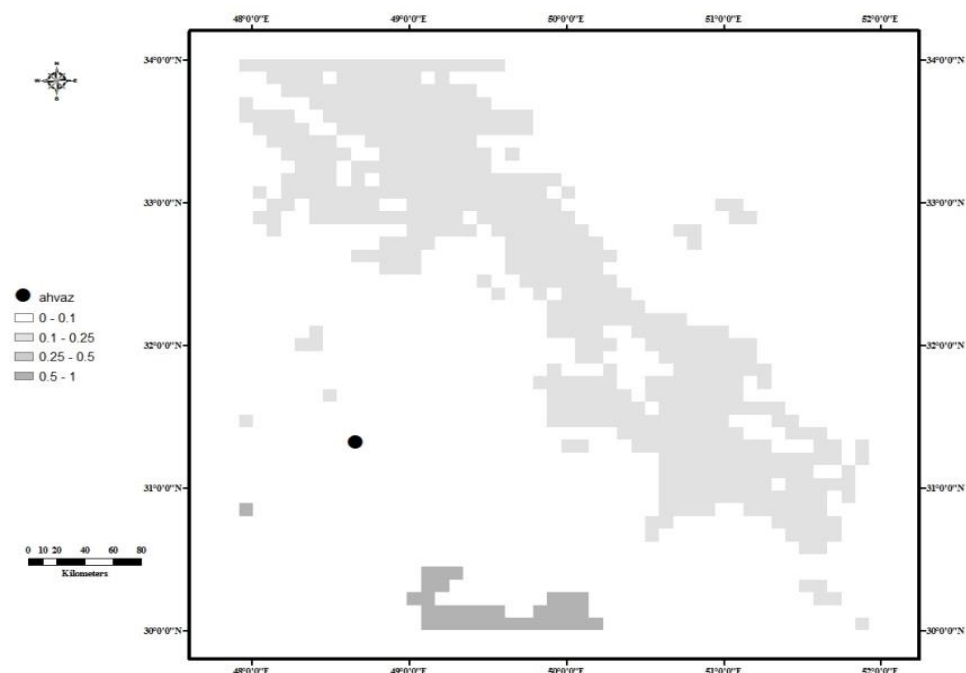


شکل ۱- تغییرات رطوبت خاک شبیه‌سازی شده با استفاده از طرحواره‌های پلایم-شو، NOAH و رطوبت داده‌های رادار از تاریخ ۷ تیر ۱۳۸۸ لغایت ۱۷ تیر ۱۳۸۸

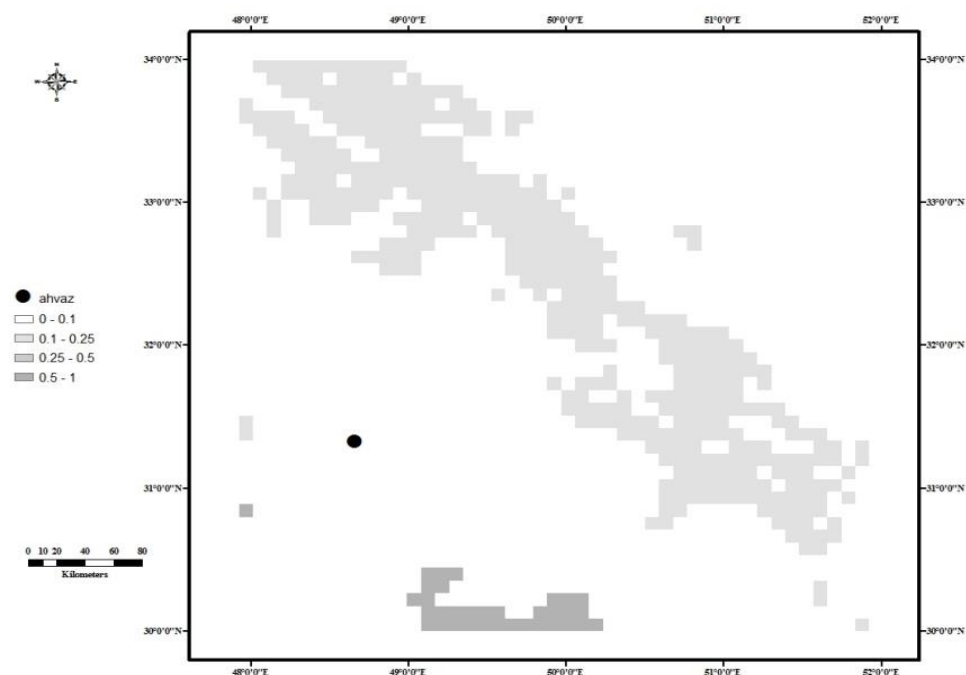


شکل ۲- غلظت ذرات PM_{10} شبیه‌سازی شده با استفاده از دو طرحواره سطح پلایم-شو و NOAH در تاریخ ۱۲ تیر ۱۳۸۸ در غرب اهواز

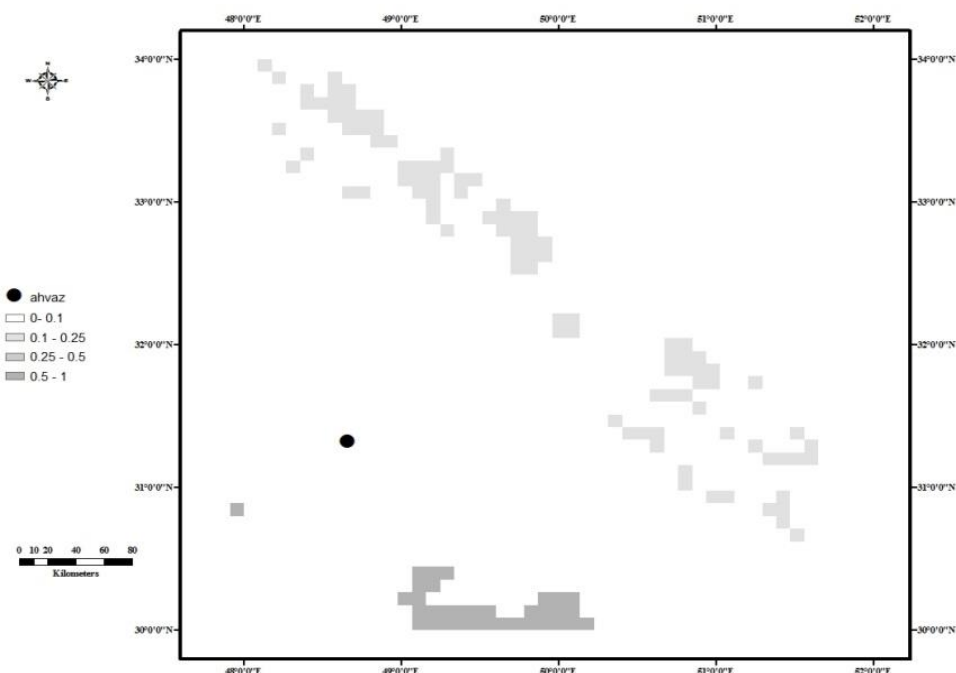
شکل ۱ شبیه‌سازی رطوبت خاک در لایه سطحی با استفاده از دو طرحواره سطح مذکور، نیز رطوبت داده‌های رادار را در ۷ تیر لغایت ۱۷ تیر ۱۳۸۸ نشان می‌دهد. براساس این دو طرحواره سطح، غلظت ذرات PM_{10} شبیه‌سازی شد. شکل ۲ بیانگر تأثیر این دو طرحواره بر میزان غلظت PM_{10} است. کاهش رطوبت سطحی سبب می‌شود، سرعت آستانه‌ی فرسایش کاهش و میزان گسیل غبار و در نتیجه غلظت ذرات PM_{10} افزایش یابد.



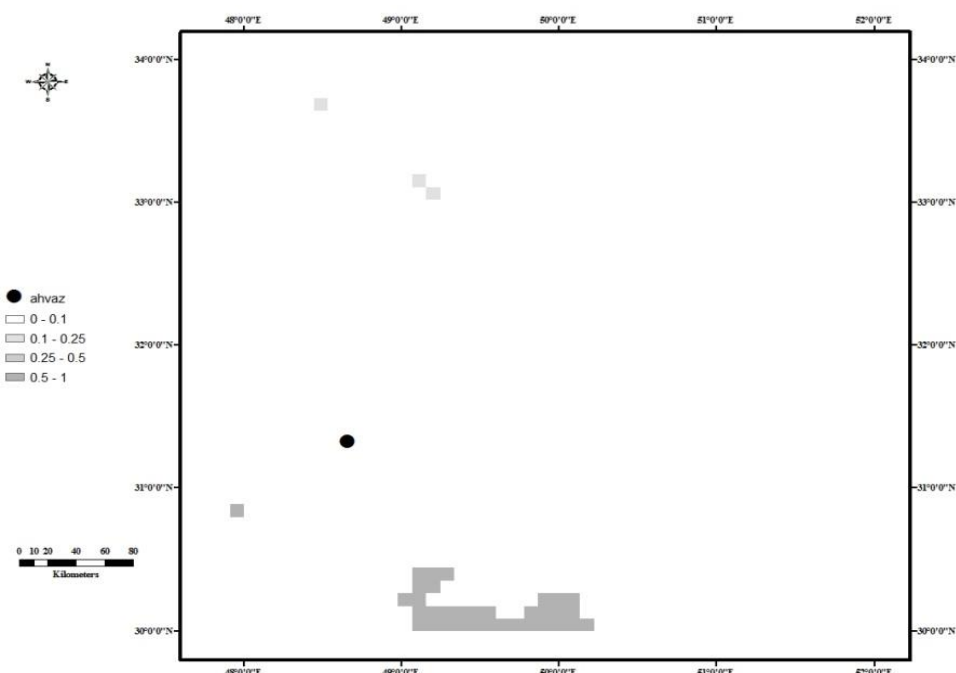
شکل ۳: رطوبت لایه‌ی سطحی خاک در ساعت ۰ روز ۱۲ تیر ۱۳۸۸ در غرب اهواز (m^3/m^3) شبیه‌سازی شده با طرحواره‌ی پلایم - شو



شکل ۴: رطوبت لایه‌ی سطحی خاک در ساعت ۶ روز ۱۲ تیر ۱۳۸۸ در غرب اهواز (m^3/m^3) شبیه‌سازی شده با طرحواره‌ی پلایم - شو



شکل ۵: رطوبت لایه‌ی سطحی خاک در ساعت ۱۲ روز ۱۲ تیر ۱۳۸۸ در غرب اهواز (m^3/m^3) شبیه‌سازی شده با طرحواره‌ی پلایم- شو



شکل ۶: رطوبت لایه‌ی سطحی خاک در ساعت ۱۸ روز ۱۲ تیر ۱۳۸۸ در غرب اهواز (m^3/m^3) شبیه‌سازی شده با طرحواره‌ی پلایم- شو

شکل‌های ۳ تا ۶ رطوبت شبیه‌سازی شده‌ی لایه‌ی سطحی خاک را به ترتیب در ساعت‌های ۰، ۶، ۱۲ و ۱۸ با استفاده از طرحواره‌ی پلایم- شو در غرب اهواز و در روز ۱۲ تیر ۱۳۸۸ نشان می‌دهد. براساس این شکل‌ها، میزان رطوبت به دست آمده در مناطق بیابانی کمتر از ۰/۱ بوده و تغییرات رطوبت در لایه‌ی سطحی در این روز بسیار کم است؛ بنابراین، خاک مستعد فرسایش بادی است.

۴- بحث و نتیجه گیری

رطوبت لایه سطحی خاک، از تقسیم حجم آب خاک به حجم منافذ آن تعیین و معمولاً بر اساس (m^3/m^3) بیان می شود. این پارامتر در خروجی اکثر طرحواره های سطح با این واحد وجود دارد؛ لذا مستقیماً در طرحواره های گسیل غبار استفاده می شود. طرحواره های سطح موجود در مدل WRF شامل طرحواره های پنج لایه ای پخشی، NOAH، RUC و پلایم شو هستند. طرحواره سطح پنج لایه ای پخشی، شامل پنج لایه خاک با ضخامت های یک، دو، چهار، هشت و شانزده سانتیمتری از سطح خاک و متغیرهای پیش یابی آن دما و رطوبت خاک است. طرحواره پارامتره سازی سطح NOAH، توسط Chen و Dudhia (2001) ارائه شد (Chen and Dudhia, 2001). این طرحواره دارای چهار لایه خاک با ضخامت های ۰/۱، ۰/۳، ۰/۶ و ۱ متری از سطح خاک، یک لایه پوشش گیاهی و پوشش برف است. متغیرهای پیش یابی آن دمای خاک، رطوبت خاک و مقدار پوشش برف است. طرحواره سطح RUC، توسط Smirnova و همکاران (1997) ارائه شد (Smirnova et al, 1997). این طرحواره شامل مدل شش لایه خاک با ضخامت های ۰/۰۵، ۰/۰۲، ۰/۴، ۱/۶ و ۳ متری از سطح خاک، یک لایه پوشش گیاهی و مدل چند لایه ای پوشش برف است. طرحواره سطح پلایم و شو، توسط پلایم و شو (2003) ارائه شد. این طرحواره شامل دو لایه خاک به ضخامت های یک سانتیمتری، یک متری و یک لایه پوشش گیاهی است. متغیرهای پیش یابی آن، دما و رطوبت خاک است (Pleim and Xiu, 2003).

رطوبت خاک سطحی معمولاً بین ۰/۰۰۱ تا ۱ تغییر می کند و بعد از بارندگی به بیش از ۰/۵ متر مکعب بر متر مکعب می رسد. در مناطق خشک، رطوبت لایه سطحی خاک بین ۰/۰۰۱ تا ۰/۱ متغیر است (Ginoux et al, 2001). در طرحواره ی گسیل مورد استفاده، رطوبت در لایه ی سطحی خاک از تقسیم رطوبت لایه ی سطحی به دست آمده از طرحواره سطح (پلایم- شو) بر حجم منافذ خاک محاسبه می شود. میزان تخلخل خاک، با نوع بافت آن مرتبط است و به صورت اعداد ثابت در جدول ها پارامترهای خاک وجود دارد. در طرحواره ی GOCART در صورتی که میزان رطوبت بالاتر از ۰/۵ باشد، میزان گسیل از آن سلول، صفر در نظر گرفته می شود و برای سایر مقادیر رطوبت سطحی، سرعت آستانه ی فرسایش بادی اصلاح می شود.

رطوبت خاک از عوامل بسیار تأثیرگذار بر فرسایش بادی است. با توجه به اینکه رطوبت سطحی خاک در مناطق خشک و بیابانی بسیار پایین است، باید از طرحواره سطح مناسبی استفاده شود تا رطوبت در لایه ی سطحی خاک را به درستی شبیه سازی کند. همچنین در فرسایش بادی، گسیل غبار از لایه ی بسیار نازکی از خاک سطحی است؛ بدین منظور از دو طرحواره سطح NOAH و پلایم- شو برای شبیه سازی رطوبت سطحی استفاده شد. بر مبنای نتایج به دست آمده، استفاده از طرحواره ی پلایم- شو رطوبت سطحی کمتر و شبیه سازی مناسب تری را در ایجاد شرایط گسیل غبار نشان می دهد. همچنین این طرحواره دو لایه خاک را در نظر می گیرد که لایه خاک سطحی، ضخامت یک سانتیمتری دارد؛ در حالی که ضخامت لایه سطحی در طرحواره ی NOAH ۱۰ سانتیمتر است. کوچک تر بودن لایه سطحی در طرحواره ی پلایم- شو، سبب می شود لایه رطوبت لایه ی سطحی، پاسخ سریع تری به واداشتهای جوی داشته باشد و در نتیجه شبیه سازی واقعی تری از رطوبت سطح صورت می گیرد. همچنین ارزیابی طرحواره های سطح با استفاده از داده های راداری، نشان داد که طرحواره ی پلایم نسبت به طرحواره ی NOAH از دقت بیشتری برخوردار است.

منابع

1. Chervenkov, H., & H. Jakobs., (2011). Dust storm simulation with regional air quality model: Problems and results. *Atmospheric Environment*. 45, 3965-3976.
2. Chen, F., & J. Dudhia, (2001). Coupling an advanced land surface /hydrology model with PennState/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. *Monthly Weather Review*. 129, 569 - 589.
3. Ginoux, P; Chin, M; Tegen, I; Prospero, M; Holben, B; Dubovik, O; & S. Lin, 2001. Source and distribution of dust aerosols simulated with the godard model, *Journal of Geophysical Research*, 106, 255 - 273.
4. Ginoux, P; Prospero, M; Torres, O; & M. Chin, 2004. Long term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation, *Environmental Modelling & Software*, 19, 113 - 128.
5. Liu, M; Westphal, D. L; Wang, S; Shimizu, A; Sugimoto, N; Zhou, J; & Y. Chen, 2001. A high-resolution numerical study of the Asian dust storms on April 2001, *Journal of Geophysical Research*, 108, 8641 - 8653.
6. Lu, H., 1999. An integrated wind erosion modelling system with emphasis on dust emission and transport, Ph.D. thesis, the University of New SouthWales, Sydney.
7. Nickovic, S; Wilson, W. E; Sassen, K; Sugimoto, N; & W.C. Malm, 2001. Asian dust events of april 1998, *Journal of Geophysical Research*, 106, 317 - 330.
8. Noilhan, J., & J.F. Mahfouf., (1993). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*. 13 (1996), 145 - 159.
9. Noilhan, J. & S. Planton, (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*. 117, 536 - 549.
10. Pleim, J., & A. Xiu., (2003), Development of land surface model. Part II: Data Assimilation. *J. Appl. Meteor.* 42, 1811-1822.
11. Seino, N; Sasaki, H; Yamamoto, A; Mikami, M; Zhou, H; & F. Zeng, 2005. Numerical simulation of meso-scale circulation in the tarim basin associated with dust events, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 83, 205 - 218.
12. Shao, Y., 2004. Simplification of a dust emission scheme and comparison with data, *Journal of Geophysical Research*, 109, 359 - 372.
13. Shao, Y., 2006. *Physics and Modelling of Wind Erosion*. Springer, 452.
14. Shao, Y., & C. Dong., (2006). A review on east Asian dust storm climate, modeling and monitoring. *Global and Planetary Change*. 52, 1 - 22.
15. Shao, Y., & L. M. Leslie., (1997). Wind erosion prediction over the Australian continent, *Journal of Geophysical Research*, 102, 91 - 105.
16. Shao, Y; Yang, Y; Wang, J; Song, Z; Leslie, L; Dong, C; Zhang, Z; Lin, Z; Kanani, Y; Yabuki, S; & Y. Chun, 2003. Real time numerical prediction of northeast asian dust storm using an integrated modeling system, *Journal of Geophysical Research*, 108, 46 - 57.
17. Smirnova, T. G; Brown, J. M; & S.G. Benjamin, 1997. Performance of different soil model configurations in simulating ground surface temperature and surface fluxes, *Monthly Weather Review*, 125: 1870-1884.
18. Tanaka, T. Y., & M. Chiba., (2006). A numerical study of the contributions of dust source regions to the global dust budget, *Global and Planetary Change*, 52, 88 - 104.
19. Uno, I; Harada, K; Satake, S; Hara, Y; & Z. Wang, 2005. Meteorological characteristics and dust distribution of the Tarim Basin simulated by the nesting RAMS/CFORS dust model, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 83, 219 - 239.
20. Xiu, A., & J. E. Pleim., (2001). Development of a land surface model. Part I: Application in a Mesoscale Meteorological Model. *Journal of Applied Meteorology*. 40, 192 - 209.

21. Zender, C; Bian, S; & D. Newman, 2003. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990 s dust climatology, *Journal of Geophysical Research*, 108, 4416 - 4428.
22. Zhao, C; Liu, X; Leung, L. R; Johnson, B; McFarlane, S. A; Gustafson, W. I; Fast, J. D; & R. Easter, 2010. The spatial distribution of mineral dust and its shortwave radiative forcing over North Africa: modeling sensitivities to dust emissions and aerosol size treatments, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 8821 – 8838.

Accounting for Pliem-Xiu and NOAH Module to Simulate Dust: A Case of Western Areas of Ahwaz

Hossein Mohammad-Asgari*: Assistant Professor, Department of Environment, Faculty of Marine Natural Resources, Khorramshahr University of Marine Science and Technology, Iran.

Parviz Irannejad: Associate Professor, Department of Space physics, Institute of Geophysics, University of Tehran

Shahram Khalighi sigaroudi: Associate Professor, Department of Reclamation of Arid and Mountainous Regions, Faculty of Natural Resources, University of Tehran, Tehran, Iran.

Hasan Ahmadi: Professor, Department of Reclamation of Arid and Mountainous Regions, Faculty of Natural Resources, University of Tehran, Tehran, Iran.

Arash Malekiyan: Associate Professor, Department of Reclamation of Arid and Mountainous Regions, Faculty of Natural Resources, University of Tehran, Tehran, Iran.

Article History (Received: 22.09.2016

Accepted: 14.01.2017)

Extended abstract

1- INTRODUCTION

In the arid and semi-arid areas of Asia, dust storms occur frequently. Much progress has been made in the monitoring modeling and prediction of Asian dust storms. Dust emission is caused by wind erosion in the sensitive areas. Wind erosion is described as the transportation of soil particles by means of the wind. Soil Surface moisture is one of the most important factors that affects wind erosion. Soil Surface moisture is very low in deserts; consequently, appropriate land surface module must be used for accurate soil moisture and dust simulation. The difficulty in the initialization of soil moisture fields over mesoscale or regional domains and the inability of simple soil moisture models to track realistically the long-term evolution of soil moisture fields suggest the need for some kind of data assimilation for the dynamical adjustment of soil moisture fields. The key elements of the land surface model include soil moisture and evapotranspiration based on the ISBA model. The surface model includes a two-layer soil model with a 1-cm surface layer and a 1-m root-zone layer.

2- THEORETICAL FRAMEWORK

Efforts have been made to develop integrated dust modelling systems which couple the models for atmospheric, land-surface, and aeolian processes, real-time dust observations and databases for land-surface parameters, so that the dust-storm dynamics and the environmental control factors are adequately represented. The modeling component comprises an atmospheric model and some modules for the land-surface processes, dust emission, transport, and deposition. Land-surface data are required for the atmospheric model as well as for the land-surface, dust-emission, and dust-deposition schemes. In this study, Pliem Xiu and NOAH land surface modules were used and their dust simulations were compared.

3- METHODOLOGY

Land surface models are becoming increasingly common components of mesoscale meteorological models. The Pleim–Xiu land surface model has been incrementally improved by the addition of an alternative indirect data assimilation technique. The soil moisture assimilation

Corresponding Author: h.masgari91@gmail.com*

* Corresponding Author: h.masgari91@gmail.com

technique developed for this model differs from the techniques used with the ISBA model in two ways. First, instead of the incremental periodic adjustments to the soil moisture, the continuous Newtonian relaxation or “nudging” was used. Second, nudging coefficients were defined according to the model parameters rather than statistical analysis. The nudging soil moisture tendencies were

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \alpha_1(T^a - T^f) + \alpha_2(RH^a - RH^f) \quad \text{and} \quad (4)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \beta_1(T^a - T^f) + \beta_2(RH^a - RH^f). \quad (5)$$

Soil moisture tendencies were evaluated every model time step using the current forecast values of T and RH as compared with the “observed” values interpolated from periodic (usually 3 hourly) objective analyses. When the deep soil moisture w_2 exceeded the field capacity, further moistening through nudging was not permitted but drying was allowed. In a similar way, when w_2 fell below the wilting point, only nudging in the moistening direction was allowed. These restrictions prevented runaway moistening or drying when model biases did not respond to the soil moisture adjustments.

4- RESULTS

Results indicated that the Pliem Xiu module simulated low levels of soil surface moisture and accurate dust concentrations. The soil surface thickness of the Pliem Xiu was 1 cm and the soil surface thickness in the NOAA was 10 cm.

5- CONCLUSIONS AND SUGGESTIONS

Land surface models are becoming increasingly common components of mesoscale meteorological models. It seems that lower thickness in Pliem Xiu caused faster response of the soil surface moisture to atmosphere forces and more accurate soil surface moisture. The third level of soil moisture was daily used to assess the data schema produced from the radar satellite.

Key Words: wind erosion, Pleim Xiu module, NOAA module, soil surface moisture.