

تحلیل سینوپتیکی توفان‌های تندری تبریز در فاصله زمانی (۱۹۹۶-۲۰۰۵)

حسن لشکری^۱

نوشین آقاسی^۲

چکیده

توفان‌های تندری جزو پدیده‌های مخرب اقلیمی محسوب می‌شوند که همه ساله خسارات جبران‌ناپذیری را به صورت، تگرگ، بارش‌های سیل‌آسا و رعدوبرق به تأسیسات، مزارع و منازل وارد می‌کنند. شناخت سازوکار این توفان‌ها ضمن برخورداری از اهمیت بالا می‌تواند از خسارات احتمالی آن بکاهد. در پژوهش حاضر پس از تحلیل ویژگی‌های ترمودینامیکی و همدیدی به عمل آمده بر روی توفان‌های تندری تبریز در یک دوره آماری ۱۰ ساله (۱۹۹۶-۲۰۰۵) و اطمینان حاصل شدن از نتایج شاخص‌های ناپایداری، بررسی‌ها حاکی از آن است که زبانه واچرخندی قوی بر روی روسیه که تا شمال غرب ایران امتداد یافته، باعث افزایش شیو حرارتی در منطقه شده است. همچنین در ترازهای بالاتر، وجود چرخندی قوی بر روی جنوب شرقی دریای سیاه با ریزش مداوم هوای سرد عرض‌های شمالی بر روی منطقه سبب عمیق‌تر شدن ناوه مهاجر دریای سیاه بر روی شمال غرب ایران گردیده است. با ادغام دو سلول کم‌فشار سودانی و مدیترانه‌ای بر روی کویت و جنوب عراق و با امتداد زبانه آن به سمت شمال غرب ایران و همچنین وجود یک سلول کم‌فشار روی تنگه هرمز و شمال عربستان و انتقال گرما و رطوبت دریای عمان و خلیج فارس بر روی منطقه، شرایط لازم برای ناپایداری بیشتر و ایجاد رعدوبرق، فراهم شده است.

واژگان کلیدی: توفان تندری، تبریز، تحلیل همدیدی، ناپایداری.

Email: h_lashkari@bu.ac.ir

۱- دانشیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه شهیدبهشتی.

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی.

مقدمه

توفان تندری از جمله پدیده‌های مهم اقلیمی است که همواره مورد توجه انسان بوده است. با توجه به اینکه توفان تندری باعث گردش آب در طبیعت، توازن انرژی حرارتی زمین و برقراری جریان الکتریکی بین اتمسفر و زمین می‌شود (چانگنون^۱، ۲۰۰۱) اما گاهی به دلیل توأم بودن با پدیده تگرگ و بارش‌های رگباری شدید، باران و برف و ایجاد سیل‌های ناگهانی، خسارات فراوانی بر محصولات زراعی وارد می‌آورد و در مواقعی نیز علت آتش سوزی بسیاری از مناطق جنگلی به حساب می‌آید (رورینگ و فرگوسن^۲، ۱۹۹۹). از آنجایی که پدیده‌های تندری جزو سامانه‌های همرفتی متوسط مقیاس است، بررسی دقیق‌تر آن نیاز به درک مسائل سینوپتیک دارد (آیکه خوا^۳، ۱۹۹۸). مطالعاتی در رابطه با توفان‌های تندری در ایران و سایر کشورها صورت گرفته است. تحقیقات در مورد توفان تندری در کشور انگلستان در اواسط قرن هیجدهم آغاز گردیده است (مورتیمور^۴، ۱۹۹۰)، اما تا قبل از سال ۱۹۴۹ چندان قابل توجه نبوده است.

دایان^۵ و همکاران (۲۰۰۱) در تحلیل توفان‌های شدید پاییزی منطقه شرق مدیترانه بیان می‌کنند که ژرف شدن ناوه ارتفاع تراز میانی جو و امتداد آن به‌سوی عرض‌های جنوبی، سبب تقویت جت جنب حاره‌ای می‌شود و در نتیجه ناوه فشاری دریای سرخ توسعه می‌یابد. اتکین و برون^۶ (۲۰۰۱) مشاهدات مربوط به بارش‌های ایستگاه‌های سراسر کشور کانادا را در ماه‌های گرم سال را بررسی کرده و نقش ارتفاعات را در توزیع فراوانی روزهای همراه با تگرگ و بدون تگرگ به اثبات رسانده‌اند. کاموفو^۷ و همکاران (۲۰۰۰) در بررسی پدیده‌هایی مانند: توفان‌های تندری و تگرگ در شمال ایتالیا، به این نتایج دست یافته‌اند که پدیده‌های شدید چون تگرگ و توفان‌های تندری پیوندی اساسی با اغتشاشات اقیانوس اطلس

1- Changnon

2- Roaring & Ferguson

3- Ikekhua

4- Mortimore

5- Dayan

6- Etkin & Brun

7- Camuffo

مخصوصاً جلوی جبهه سرد داشته است. ساکاموتو^۱ (۱۹۷۳) با بررسی فراوانی روزهای همراه با تگرگ و تندر ۵ ایستگاه از ایالت نوادا در کشور آمریکا، اختلافات اقلیمی ناشی از تفاوت‌های محلی را روی هر کدام از مدل‌ها مؤثر دانسته است. در ایران نیز مطالعاتی در رابطه با توفان‌هایی که با رعدوبرق همراه هستند صورت گرفته است و نتایج و نظریاتی ارائه شده است. جلالی (۱۳۸۵) در پی تحلیل زمانی - مکانی بارش‌های رعدوبرق منطقه شمال غرب ایران پس از بررسی‌های آماری و تحلیلی انجام گرفته بر روی ۱۶ ایستگاه سینوپتیک منطقه شمال غرب کشور به این نتیجه رسیده است که اثرات کلی الگوهای سینوپتیک و پارامترهای فیزیوگرافیک باعث شده‌اند که توزیع تندرهای در ناحیه شمال غرب از سالی به سال دیگر تغییر کند. عزتیان (۱۳۸۲) نقش فرایندهای فیزیکی در تشدید ناپایداری‌های جوی، وجود رطوبت مناسب از سطح زمین تا لایه‌های میانی، تلاطم متوسط ابر و صعود ملایم هوا را در رشد عمودی ابر مؤثر دانسته است. علیجانی (۱۳۸۱) معتقد است که در جلوی جبهه سرد و در داخل هوای گرم خط تندر تشکیل می‌شود که تقریباً موازی جبهه سرد است. جعفرپور (۱۳۸۱) توفان‌های تندری را نوعی از رگبارهای شدید غیرپایدار که با حالت فوق‌العاده قوی از جابجایی اتمسفر مشخص می‌شوند، می‌داند. لشگری (۱۳۷۵) با بررسی الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غرب ایران طولانی شدن توفان‌ها در جنوب غرب را نتیجه بلوکه شدن مرکز فشار زیاد جیل الطارق بر روی شمال فرانسه یا مرکز فشار زیاد ترمودینامیکی سبیری بر روی شمال غرب دریای خزر می‌داند. سیف (۱۳۷۵) نیز معتقد است که توفان‌های تندری ممکن است به تنهایی و یا همراه با جبهه‌هایی در مقیاس سینوپتیک یا مناطق همگرایی متوسط مقیاس اتفاق بیفتد. حقیقت کاشانی (۱۳۷۰) در پی بررسی فرکانس توفان تندری در ایران، ماکزیمم تعداد توفان در بعد از ظهر و حوالی ساعت ۸ شب تا ۳ بامداد به وقت محلی دانسته و معتقد است که این نکته نشان می‌دهد که اغلب توفان‌های تندری ایران بر اثر ناپایداری همرفتی توده‌های هوا و شاید توفان‌های شبانه ایجاد شده و کمتر تحت تأثیر سیستم‌های جوی بزرگ مقیاس و جبهه‌های سرد است.

مواد و روش‌ها

طبق تعریف سازمان هواشناسی جهانی تندر زمانی اتفاق می‌افتد که تخلیه الکتریکی به‌طور ناگهانی ظاهر شده و نور آذرخش مشاهده و صدای رعد شنیده شود و روز تندر روزی است که رعد و آذرخش توأم مشاهده گردد. با توجه به اینکه در این مقاله سعی شده توفان‌های شدید که با تگرگ و بارش‌های رگباری شدید همراه هستند شناسایی گردد، داده‌های مربوط به پدیده‌های خاص در دوره آماری ۱۰ ساله (۱۹۹۶-۲۰۰۵) برای ایستگاه تبریز از سازمان هواشناسی کشور دریافت شده و کدهای اختصاص یافته به توفان تندری از طرف سازمان هواشناسی جهانی که کدهای ۹۵-۹۹ را شامل می‌شوند استخراج گردید و فراگیرترین توفان‌ها شناسایی شدند. با در نظر گرفتن پراکندگی و عدم وجود داده‌های جو بالا یک نمونه توفان (۲۸ می ۲۰۰۴) انتخاب گردید. اطلاعات مربوط به جو بالا در روز مورد نظر و روزهای قبل از آن از سازمان هواشناسی کشور أخذ گردید. پس از بررسی بارش ایستگاه، تحلیل ناپایداری جوی در منطقه مورد نظر به کمک مهم‌ترین شاخص‌های ناپایداری (LI,¹ KI,² SI,³ TT,⁴ SWEAT,⁵) که برای روز وقوع توفان و روزهای قبل از آن برای ایستگاه تبریز از سایت دانشگاه وایومینگ^۶ أخذ شده، صورت گرفت. سپس نقشه‌های پربندی و تاوایی در ترازهای سطح دریا، ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در روز وقوع بارش، ۲۴ و ۴۸ ساعت قبل از شروع توفان از سایت www.ncepncar.com استخراج گردید. همچنین با أخذ داده‌های سینوپتیک مربوط به دما و فشار در ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از سایت مورد نظر، نقشه‌های مذکور که نشان‌دهنده رابطه دما و ارتفاع هستند در محیط

۱- این شاخص چگونگی تغییرات دما را در بسته هوای در حال صعود نشان می‌دهد.

۲- برای پیش‌بینی تندرهای توده هوایی ابداع شده است و جهت تشخیص بین روزهای همرفتی و غیرهمرفتی به کار می‌رود.

۳- تفاوت بین دمای مشاهده در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و دمایی که یک بسته هوا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال خواهد داشت را نشان می‌دهد.

۴- حاصل اختلاف دمای سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای توده هوا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد.

۵- این شاخص عمدتاً برای تحلیل بالقوه شدت توفان‌ها به کار می‌رود.

GrADS ترسیم گردید و الگوی سینوپتیکی و همچنین میزان رطوبت سامانه‌هایی که منجر به توفان تندر در تبریز می‌گردند، بررسی شد. همچنین برای بررسی چگونگی تحول بسته هوا به صورت قائم و تکمیل بحث‌ها نمودار اسکیتی روز وقوع ۲۴ و ۴۸ ساعت قبل از آن از سایت دانشگاه وایومینگ‌آخذ شده و مورد استفاده قرار گرفت.

جدول (۱) موقعیت مطلق و مشخصات ایستگاه سینوپتیک تبریز

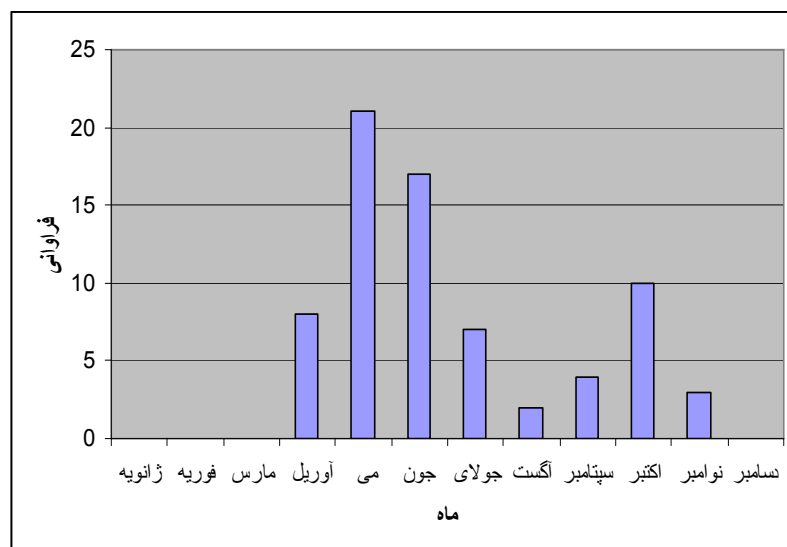
ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)
تبریز	46° ۱۷' E	38° ۵' N	۱۳۶۱

جدول (۱) با بیان طول و عرض و همچنین ارتفاع، گویای موقعیت و مشخصات دقیق ایستگاه سینوپتیک تبریز است.





شکل شماره (۱) موقعیت نسبی ایستگاه تبریز در استان آذربایجان شرقی در کشور ایران



نمودار (۱) تعداد روزهای وقوع توفان تندی در هر ماه در تبریز در دوره آماری ۱۰ ساله (۱۹۹۶-۲۰۰۵)

با توجه به نمودار (۱) ماه می بیشترین فراوانی را در وقوع توفان تندری در سال‌های مورد نظر در ایستگاه تبریز داشته است. بنابراین رخداد توفان تندری از میان یکی از روزهای ماه می انتخاب شده تا علت فراوانی رخداد بیشتر توفان تندری در منطقه مورد ارزیابی قرار گیرد.

نتایج و بحث

براساس مشاهدات زمینی یک توفان تندری به صورت توفان محلی که توسط ابر کومولونیمبوس^۱ ایجاد شده و همیشه با آذرخش و رعدوبرق همراه است تعریف می‌شود (آکرمین و نوکس^۲، ۲۰۰۳). به طور کلی پیش‌بینی توفان‌های توأم با رعدوبرق، باد شدید و مخرب به دلیل اشکالاتی که در پیش‌بینی این پدیده ایجاد می‌شود از جمله: تعیین منطقه ناپایدار که در سطح وسیعی گسترش می‌یابد، طول عمر این نوع پدیده‌های جوی ناپایدار که بسیار کوتاه است و مرگ آنها سریع می‌رسد، تعیین زمان آزاد شدن این توفان که در هر موقع از شبانه روز صورت می‌گیرد، ایجاد و تکوین این نوع پدیده‌ها به تنهایی و توسط یک عامل جوی صورت نمی‌گیرد بلکه ترکیبی از عوامل مختلف است، بسیار مشکل است (قائمی، ۱۳۷۱). به هر حال یکی از عوامل مؤثر در شدت و نوع توفان تندری، ناپایداری جوی است. برای اینکه هواشناسان بتوانند چگونگی تأثیر محیط را در شدت و پتانسیل توفان تندری تعیین کنند از شاخص‌های ناپایداری استفاده می‌کنند. در این قسمت تعدادی از این شاخص‌ها بررسی می‌شوند.

شاخص صعود (LI)^۳

متداول‌ترین شاخص پایداری، شاخص صعود است. این شاخص چگونگی تغییرات دما را در بسته هوای در حال صعود نشان می‌دهد. به طور ساده این شاخص با بسته هوایی که از سطح زمین شروع به صعود کرده و به طور آدیاباتیک سرد می‌شود و به نقطه اشباع می‌رسد و

1- Cumulonimbus

2- Ackerman & Knox

3- Lift Index

سپس آدیاباتیک مرطوب تا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال صعود کرده و ابر تشکیل می‌دهد، همراه است.

$$-T'_{500} LI = T_{500}$$

در رابطه فوق T_{500} دمای هوای محیط در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و T'_{500} دمای بسته هوای صعود کرده تا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال است.

جدول (۲) رابطه شاخص صعود و تندر شدید را نشان می‌دهد.

جدول (۲) رابطه شاخص صعود و تندر شدید (اکرمن و نوکس^۱، ۲۰۰۳)

ارزش شاخص صعود	احتمال تندر شدید
۰ تا -۲	ضعیف
-۳ تا -۵	متوسط
-۶ <	قوی

شاخص مذکور احتمال وقوع تندر را نشان نمی‌دهد بنابراین برای پیش‌بینی از شاخص‌های دیگری استفاده می‌کنند.

شاخص وایتینگ (^۲KI)

شاخص KI برای پیش‌بینی تندرهای توده هوایی ابداع شده است و جهت تشخیص بین روزهای همرفتی و غیرهمرفتی به کار می‌رود (رورینگ و فرگوسن^۳، ۱۹۹۹). در این شاخص با افزایش میزان رطوبت در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، مقدار رطوبت در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال کاهش پیدا می‌کند (هاکلندر و دلدن^۴، ۲۰۰۳).

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + D_{850} - (T_{700} - D_{700})$$

-
- 1- Ackerman & Knox
 - 2- Whiting Index
 - 3- Roaring & Ferguson
 - 4- Haklander & Delden

در اینجا T دمای هوا و D دمای نقطه شبنم بر حسب درجه سانتی‌گراد در سطوح فشاری ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال است.

جدول (۳) رابطه بین احتمال وقوع تندر توده هوایی با شاخص K را نشان می‌دهد.

جدول (۳) رابطه بین احتمال وقوع تندر توده هوایی با شاخص K (قائم، ۱۳۷۱: ۱۳)

شدت پیش بینی رعدوبرق	ارزش شاخص K
رعدوبرق نباید پیش بینی شود	۲۰
رعدوبرق پراکنده و منفرد پیش بینی می‌شود	۲۵ تا ۲۰
رعدوبرق در برخی مناطق پیش بینی می‌شود	۳۰ تا ۲۵
رعدوبرق در تمام مناطق وجود دارد	۳۰

جدول (۴) مقدار ناپایداری شاخص وایتینگ ایستگاه تبریز

روز	ارزش شاخص ناپایداری
۲۶ می ۲۰۰۴	۲۰/۷۰
۲۷ می ۲۰۰۴	۲۴/۹۰
۲۸ می ۲۰۰۴	۲۷/۷۰

بر طبق جدول (۴) مقدار این شاخص در ۲۴ و ۴۸ ساعت قبل از وقوع توفان، رعدوبرق پراکنده را نشان می‌دهد و در روز وقوع توفان، رعدوبرق در برخی مناطق دیده می‌شود.

شاخص شوالتر (¹SI)

از رایج ترین شاخص‌های ناپایداری است که توسط شوالتر ابداع شده است و تفاوت بین دمای مشاهده شده در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و دمایی که یک بسته هوا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال خواهد داشت را نشان می‌دهد.

$$SI = T_{500} - T'$$

جدول (۵) گویای رابطه شاخص ناپایداری شوالتر با تندر شدید است.

جدول (۵) رابطه شاخص ناپایداری شوالتر با تندر شدید

احتمال وقوع توفان تندری شدید	ارزش شاخص ناپایداری
رگبارهای سبک	۰ تا ۳
تندر، امکان تگرگ کوچک	۰ تا ۳
تندر شدید، امکان تگرگ بزرگ و تورنادو	۳ تا ۶
تورنادوی شدید و تگرگ خیلی بزرگ	۶ >

جدول (۶) مقدار شاخص ناپایداری شوالتر ایستگاه تبریز

روز	ارزش شاخص ناپایداری
۲۶ می ۲۰۰۴	۴/۷۲
۲۷ می ۲۰۰۴	۱/۶۸
۲۸ می ۲۰۰۴	-۱/۲۴

برطبق جدول (۶) در ۴۸ ساعت قبل از وقوع توفان ناپایداری بسیار ضعیف است، در ۲۴ ساعت قبل از وقوع توفان امکان رگبارهای توفان وجود دارد و در روز توفان، تندر همراه با تگرگ دیده می‌شود.

شاخص TT^1

این شاخص معمولاً به عنوان شاخص همرفتی در بیشتر نقاط دنیا کاربرد دارد و حاصل اختلاف دمای سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای توده هوا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد.

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{d500})$$

در این رابطه T_{850} , T_{d850} , T_{500} به ترتیب، دمای هوای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، دمای توده هوا در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای نقطه شبنم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال می‌باشد.

جدول (۷) رابطه شاخص ناپایداری TT با تندر شدید را نشان می‌دهد.

جدول (۷) رابطه شاخص ناپایداری TT با تندر شدید (اکرمن و نوکس^۱، ۲۰۰۳)

ارزش شاخص ناپایداری	احتمال وقوع توفان تندرین شدید
۴۵ تا ۵۰	امکان توفان شدید
۵۰ تا ۵۵	احتمال بیشتر توفان تندرین شدید
۵۵ تا ۶۰	بیشترین احتمال توفان تندرین

جدول (۸) مقدار شاخص ناپایداری TT ایستگاه تبریز

ارزش شاخص ناپایداری	روز
۴۲/۴۰	۲۶ می ۲۰۰۴
۴۷/۶۰	۲۷ می ۲۰۰۴
۵۲/۸۰	۲۸ می ۲۰۰۴

بر طبق جدول (۸) در ۴۸ ساعت قبل از وقوع توفان ناپایداری ضعیف است، در ۲۴ ساعت قبل از وقوع توفان امکان توفان تندرین وجود دارد و در روز وقوع توفان احتمال بیشتر توفان تندرین هست.

شاخص SWEAT^۲

این شاخص عمدتاً برای تحلیل بالقوه شدت توفان‌ها به کار می‌رود.

$$SW = 12(T_{D850}) + 20(TT - 49) + 2F_8 + F_5 + 125(S + 0/2)$$

در این رابطه TT نشان‌دهنده شاخص مجموع می‌باشد، F و F نشان‌دهنده سرعت باد در سطح ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی باری بر حسب نات می باشند و (جهت باد در ۸۰۰ میلی باری - جهت باد در ۵۰۰ میلی باری) S=sin می‌باشد.

جدول (۹) نشان‌دهنده رابطه شاخص ناپایداری شدید با توفان تندرین است.

1- Ackerman & Knox

2- Severe Weather Threat Index

جدول (۹) رابطه شاخص ناپایداری شدید با توفان تندی (میلر^۱، ۱۹۷۲)

ارزش شاخص ناپایداری	احتمال وقوع توفان تندی
۱۵۰ تا ۳۰۰	ضعیف
۳۰۰ تا ۴۰۰	متوسط
۴۰۰ و بیشتر	قوی و احتمال تورنادو

جدول (۱۰) مقدار شاخص ناپایداری sweat ایستگاه تبریز

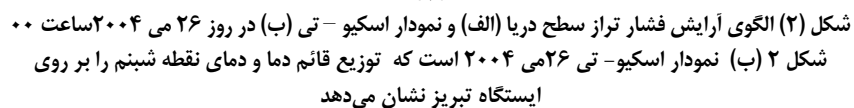
ارزش شاخص ناپایداری	روز
۴۵/۳۷	۲۶ می ۲۰۰۴
۹۲/۱۱	۲۷ می ۲۰۰۴
۲۲۳/۶	۲۸ می ۲۰۰۴

بر طبق جدول (۱۰) در ۲۴ و ۴۸ ساعت قبل از وقوع توفان، احتمال ناپایداری بسیار ضعیف و در روز وقوع توفان بیشتر شده است.

تحلیل شرایط سینوپتیکی

بررسی نقشه تراز سطح دریا (۲۶ می ۲۰۰۴)

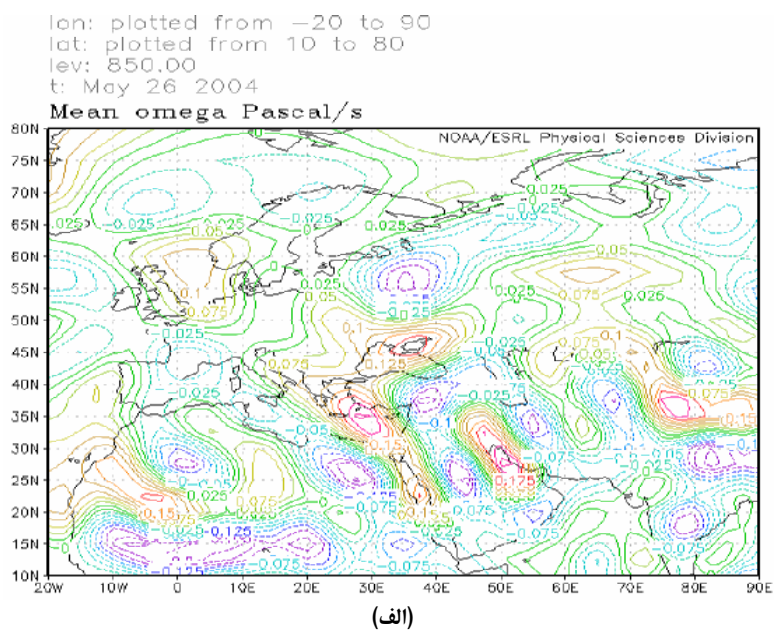
شکل شماره ۲ (الف) شرایط همدیدی حاکم در ۴۸ ساعت قبل از شروع توفان تندی را در تراز دریا نشان می‌دهد. مرکز کم‌فشاری با منحنی ۱۰۰۵ هکتوپاسکال بر روی شمال سودان و جنوب مصر بسته شده است. این در حالی است که تقریباً بخش اعظم ایران، به خصوص بخش شمالی آن تحت تأثیر زبانه پرفشار سیبری قرار دارد. با فرارفت هوای سرد از عرض‌های بالاتر بر روی بخش شمالی و مرکزی کشور گرادیان حرارتی را افزایش داده و وجود یک سلول کم‌فشار بر روی تنگه هرمز و شمال عربستان سبب انتقال هوای گرم و مرطوب دریای عمان و خلیج فارس در امتداد زبانه این مرکز بر روی عراق و غرب ایران شده است. در این روز شمال غرب ایران هنوز تحت تأثیر هوای سرد عرض‌های شمالی قرار دارد.



ملاحظه می‌شود که تفاضل دما و دمای نقطه شبنم (p) در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود و در ترازهای بالاتر این تفاضل شدیدتر شده است و نشان‌دهنده خشکی شدید در لایه‌های بالاتر جو می‌باشد. جهت جریانات در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال شمال شرقی و در ترازهای بالاتر جنوب غربی است. در تراز ۴۰۰ تا ۳۰۰ شمال شرقی و سپس غربی شده است که همچنان نشان‌دهنده عدم دریافت رطوبت از منابع رطوبتی به خصوص در لایه‌های زیرین می‌باشد.

الگوی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

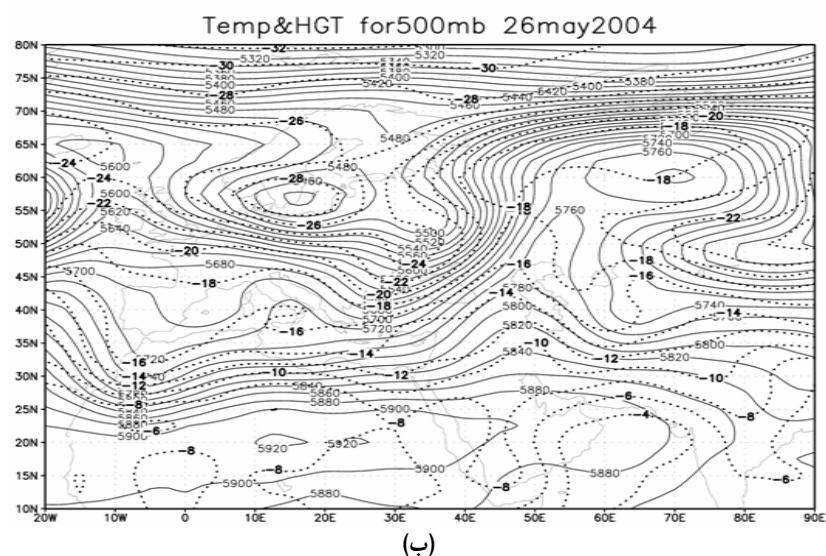
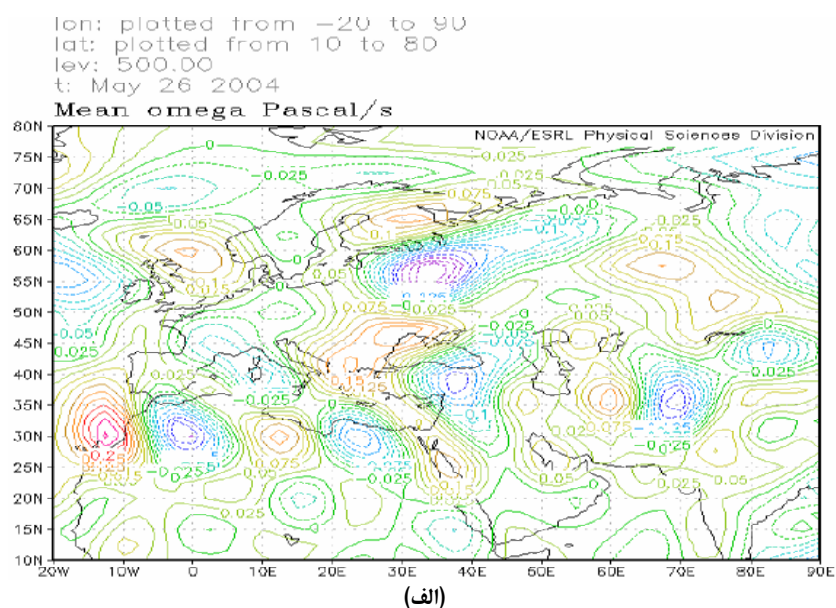
شکل ۳ (الف) شرایط همدیدی حاکم در ۴۸ ساعت قبل از وقوع توفان را در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. ملاحظه می‌شود که زبانه واچرخندی عمیقی از شمال و شمال شرق ایران عبور کرده و تا جنوب غرب امتداد یافته است. شمال غرب ایران نیز تحت تأثیر این زبانه قرار دارد. این زبانه در امتداد مرکز واچرخندی قوی با پربند ۱۶۲۰ ژئوپتانسیل بر روی روسیه قرار دارد در نتیجه سبب تداوم فرارفت سرد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر روی منطقه مطالعاتی شده است. مرکز چرخندی با پربند ۱۴۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی غرب روسیه بسته شده که ناوه حاصل از آن تا شمال دریای سیاه امتداد یافته است. ملاحظه می‌شود که هسته گرمی با هم دمای ۳۰ درجه سانتی‌گراد بر روی ریاض قرار دارد که زبانه گرم این هسته با امتداد شمالی تا شمال عراق ادامه یافته است که نشان‌دهنده همرفت گرم عرض‌های پایین بر روی غرب ایران شده است. به همین دلیل انتظار می‌رود در طی روزهای آینده شیو حرارتی و به تبع آن شیو فشاری در منطقه مورد مطالعه افزایش یابد.



شکل ۳ (ب) نشان می‌دهد که غرب و شمال غرب ایران تحت تأثیر امگای^۱ مثبت قرار دارد. بالاترین میزان امگای مثبت به مقدار ۰/۱۷۵ بر ثانیه درست بر روی خلیج فارس قرار دارد. این در حالی است که دو هسته با امگای منفی بر روی غرب ریاض و دیگری بر روی شرق ترکیه قرار دارد.

الگوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

شکل ۴ (الف) که شرایط همدیدی حاکم در ۴۸ ساعت قبل از وقوع توفان را در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد گویای آن است که مرکز واپرخندی با پربند ۵۹۲۰ ژئوپتانسیل متر بر روی جنوب صحرا بسته شده است که زبانه شرقی آن تا غرب پاکستان و ساحل جنوبی ایران و سپس در امتداد جنوبی - شمالی پس از عبور از نیمه غربی ایران تا شمال دریای مازندران امتداد یافته است. این در حالی است که مرکز واپرخندی با پربند ۵۷۸۰ ژئوپتانسیل متر بر روی روسیه بسته شده است. بر روی دریای سیاه مرکز چرخندی با ۵۴۴۰ ژئوپتانسیل متر بسته شده است که با هسته هوای سرد با هم دمای ۲۸- درجه سانتی‌گراد همراهی می‌شود. وجود این هسته سرد در این تراز به همراه یک مرکز چرخندی و وجود یک پشته گرم عمیق بر روی ایران، شیو حرارتی را در غرب و شمال غرب ایران تشدید خواهد کرد.



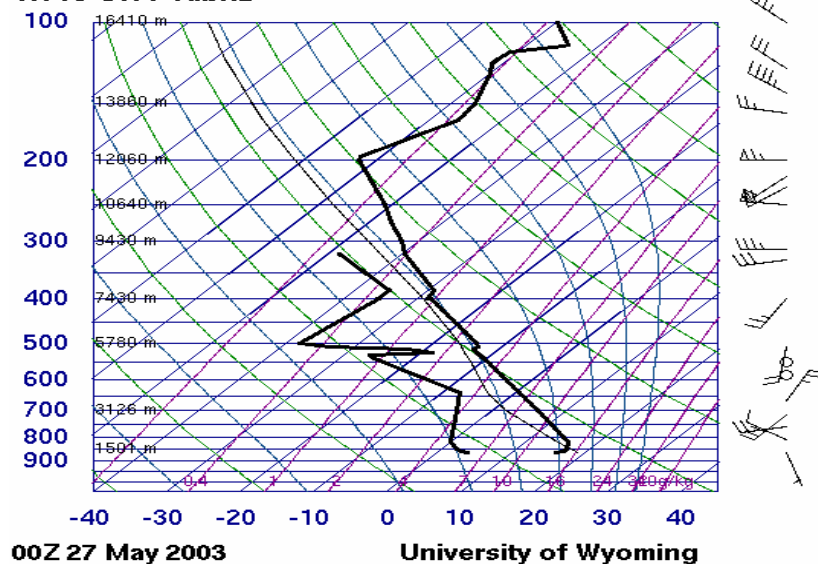
شکل (۴) الگوی همدیدی فشار و دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خطوط نقطه چین، دما و خطوط ممتد، پربند می‌باشند (الف) تاوایی (ب) در روز ۲۶ می ۲۰۰۴ ساعت ۰۰

شکل شماره ۴ (ب) نشان می‌دهد که شرایط امگا مشابه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال است همچنان غرب و شمال غرب ایران تحت تأثیر امگای مثبت قرار دارد.

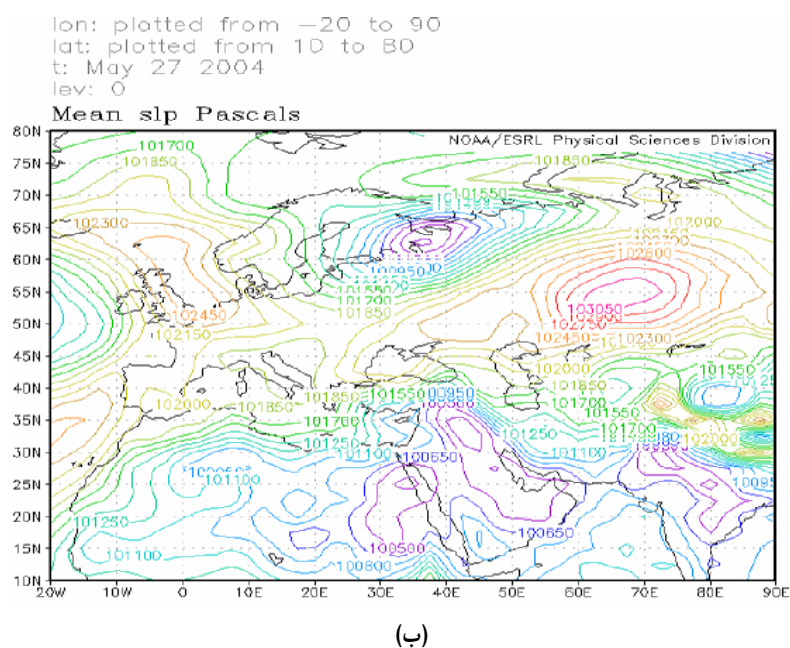
بررسی نقشه تراز سطح دریا (۲۷ می ۲۰۰۴)

شکل شماره ۵ (الف) شرایط همدیدی حاکم در ۲۴ ساعت قبل از شروع توفان تندری (۲۷ می ۲۰۰۴) را در تراز سطح دریا نشان می‌دهد. ملاحظه می‌شود که در ۲۴ ساعت قبل از بارش دو سلول کم‌فشار سودانی و سلول روی خلیج فارس درحال ادغام بوده و سلول سودانی ضمن تقویت تا شمال دریای سرخ پیشروی کرده است. مجموع این شرایط و فرایند حاکم، انتقال هوای گرم و مرطوب را بر روی غرب ایران فراهم نموده است. این در حالی است که سیکلون مدیترانه‌ای نیز تا شرق مدیترانه و شمال قبرس پیشروی کرده است. همچنان با نفوذ زبانه پرفشار سیبری که نسبت به روز قبل تقویت شده است، و انتقال هوای سرد عرض‌های بالا بر روی منطقه، گرادیان حرارتی شدیدی حاکم شده است.

40706 OITT Tabriz



(الف)



شکل (۵) الگوی همدیدی فشار تراز دریا (الف) و نمودار اسکيو- تی در روز ۲۷ می ۲۰۰۴ ساعت ..

در شکل شماره ۵ (ب) ملاحظه می کنیم که در تراز زیرین وردسپهر تفاضل دما و دمای نقطه شبنم زیاد است و احتمال تشکیل ابر ضعیف است. ولی در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال شرایط مساعدتر از سایر ترازهاست. جهت جریانات در ۸۵۰ هکتوپاسکال بسیار نامنظم شده و بعضاً جنوب شرقی و گاه شرقی شده است. پدیده قابل توجه در این روز این است که جریانات از تراز ۵۰۰ به بالا به تدریج جنوبی تر شده است در حالی که جهت جریان در روز قبل عموماً در این ترازها جنوب غربی و غربی بوده است.

الگوی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

شکل ۶ (الف) شرایط همدیدی حاکم در ۲۴ ساعت قبل از وقوع توفان را نشان می‌دهد. مرکز چرخندی بسیار قوی با پربند ۱۴۶۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال سوریه بسته شده است که زبانه‌های این چرخندی از سمت جنوب با نیمه مرکزی شبه جزیره عربستان واز

جنوب شرق تمام خلیج فارس را در بر گرفته است و به این ترتیب جریانات مرطوب جنوبی را تا شمال غرب ایران فرارفت می‌کند. در مقابل مرکز و اچرخندی قوی با پربند ۱۶۲۰ ژئوپتانسیل متر بر روی روسیه بسته شده است که زبانه جنوب غرب آن تا جنوب دریای مازندران و ساحل شمالی ایران را در بر گرفته است. در نتیجه شیو ارتفاعی شدیدی را در شمال غرب ایران ایجاد کرده است. در این روز به دلیل شیو ارتفاعی شدید بر روی شمال غرب و وجود یک پشته حرارتی در غرب ایران شرایط سلونوئیدال قوی در شمال غرب ایران حاکم است که ناپایداری مناسبی را در شمال غرب فراهم کرده است.

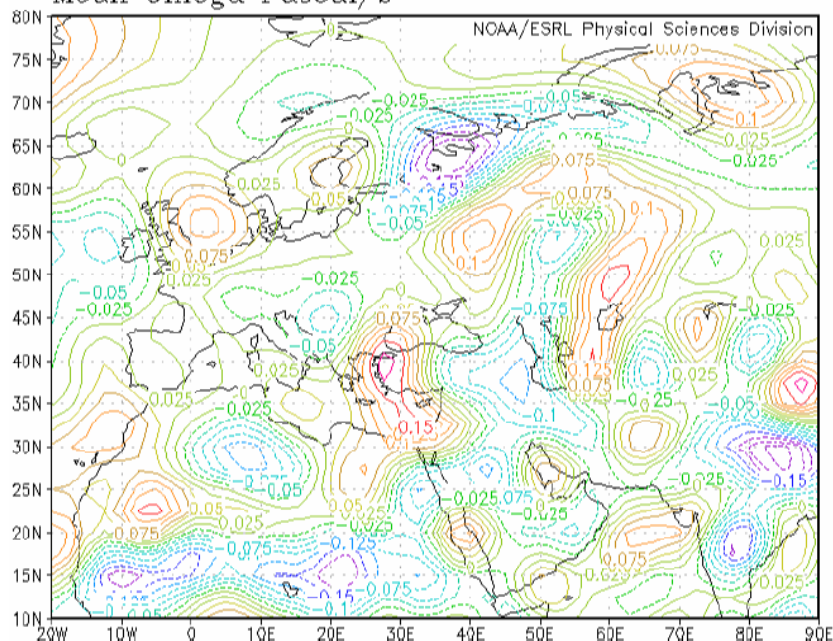
lon: plotted from -20 to 90

lat: plotted from 10 to 80

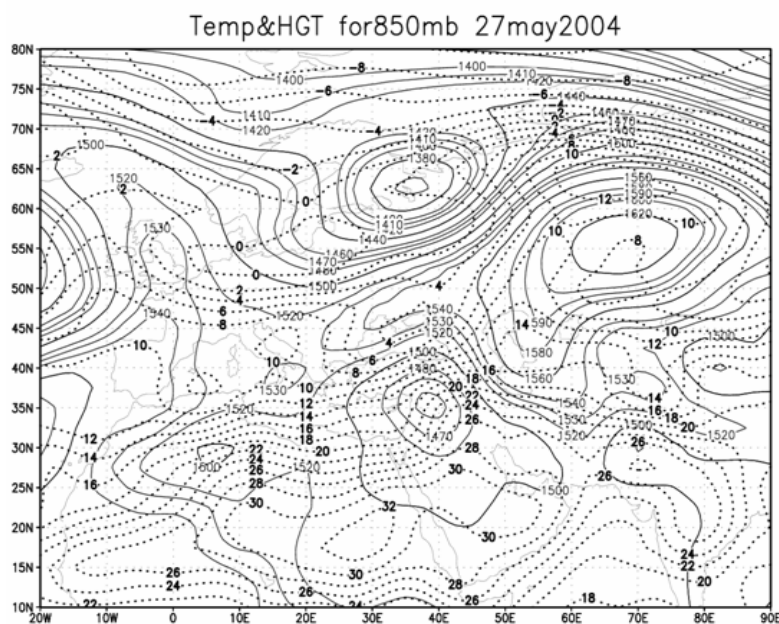
lev: 850.00

t: May 27 2004

Mean omega Pascal/s



(الف)



(ب)

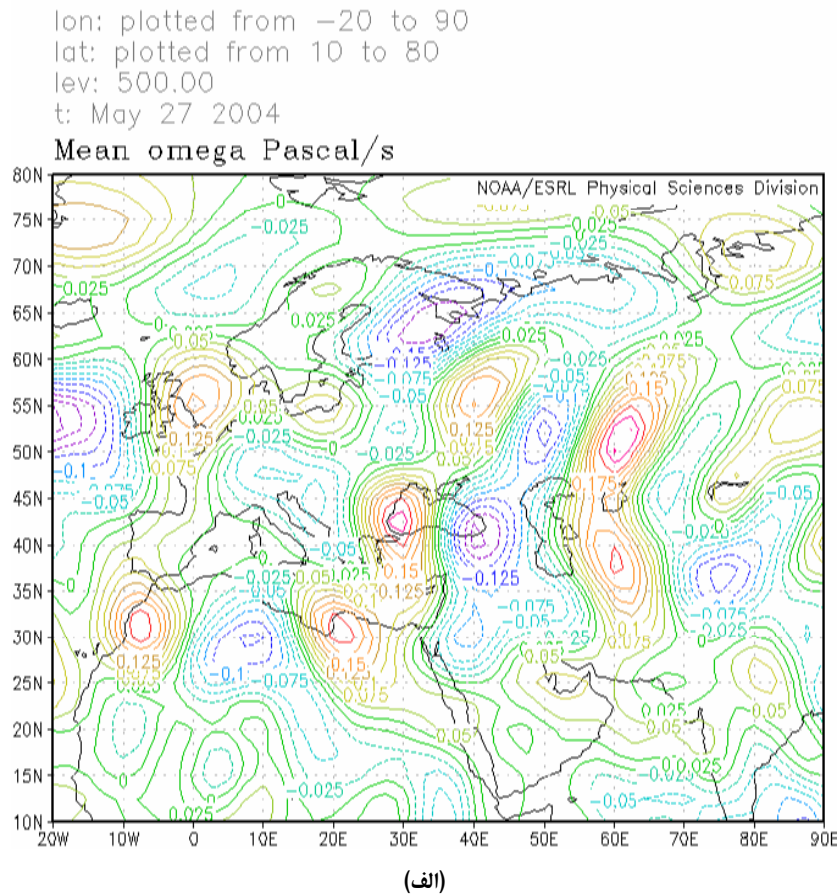
شکل (۶) الگوی هم‌مدیدی فشار و دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، خطوط نقطه چین، دما و خطوط ممند، پربند می‌باشند (الف) تاوایی (ب) در روز ۲۷ می ۲۰۰۴ ساعت ..

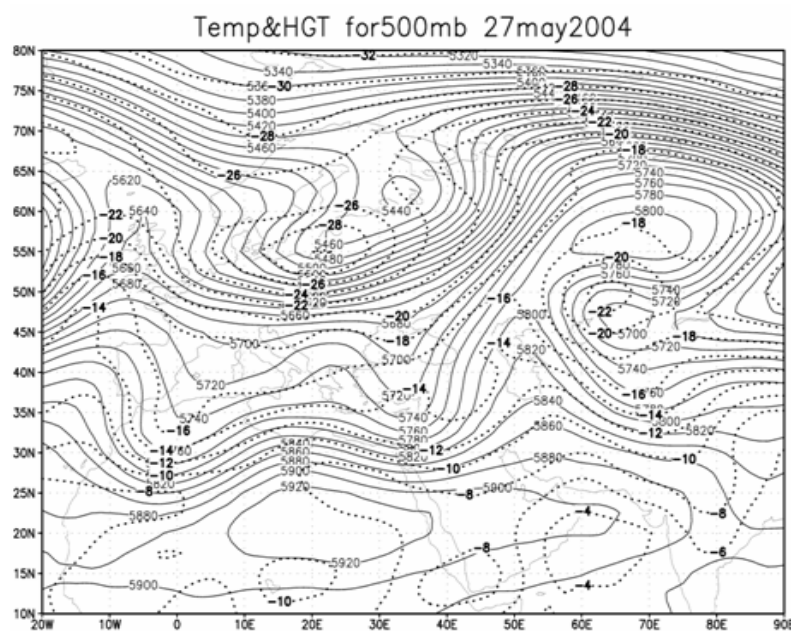
شکل ۶ (ب) نشان می‌دهد که هسته با امگای مثبت از روی خلیج فارس کاملاً به سمت شرق و شمال جابه‌جا شده و و بر روی افغانستان قرار دارد. در مقابل هسته گسترده‌ای با امگای منفی به میزان -0.25 بر ثانیه بر روی همان منطقه، بر روی خلیج فارس به چشم می‌خورد. هسته‌ای با امگای منفی ضعیف‌تر بر روی شمال غرب ایران دیده می‌شود. ملاحظه شد که بر روی نقشه‌های پربندی نیز در این روز در غرب و شمال غرب به تدریج ناپایداری حاکم شده است.

الگوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

شکل شماره ۷ (الف) موقعیت سامانه را در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ۲۴ ساعت قبل از وقوع توفان در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. ناوه روی دریای سیاه کاملاً به سمت

جنوب عمق پیدا کرده و تا شمال مصر توسعه یافته است. در نتیجه پشته‌ای که بر روی غرب ایران قرار داشت به سمت مرکز و شرق ایران جابه‌جا شده است. ملاحظه می‌شود که ناوه شمالی به دلیل وجود یک سیستم در غرب اروپا و انگلستان به سمت غرب خمیدگی پیدا کرده و ناوه جنوبی ضمن عمیق شدن به سمت شرق در حال حرکت می‌باشد. در غرب ایران و به خصوص شمال غرب ناوه پربندی در پشت ناوه حرارتی واقع شده و به این ترتیب ناپایداری در شمال غرب ایران تقویت خواهد شد.





(ب)

شکل ۷) الگوی همیدی فشار و دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خطوط نقطه چین، دما و خطوط ممتد، پربند می باشند (الف) تاوایی (ب) در روز ۲۷ می ۲۰۰۴ ساعت ۰۰

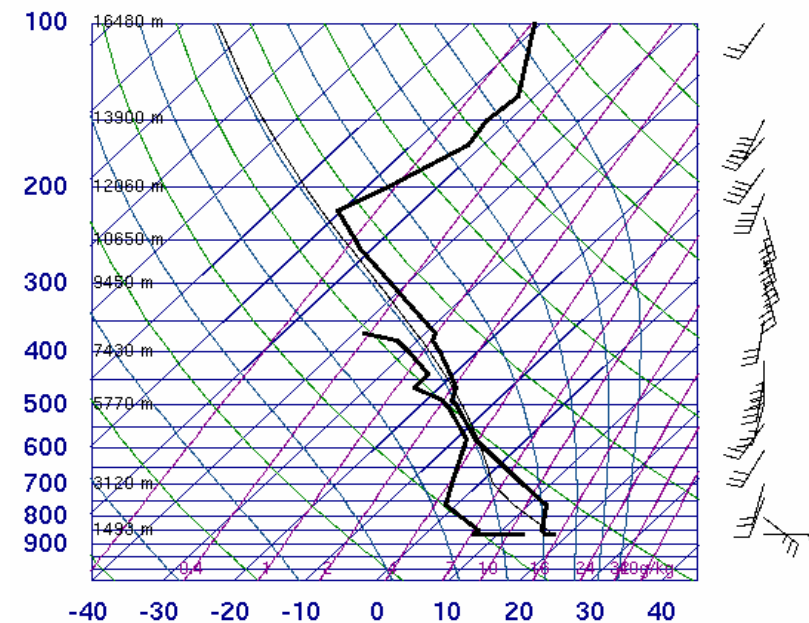
شکل ۷ (ب) نشان می‌دهد که محدوده وسیعی از جنوب و مرکز ایران تا شرق مدیترانه و به سمت شمال تا گرجستان و بلاروس امگای منفی حاکم شده است. بالاترین میزان امگای منفی به میزان $-۰/۱۵$ بر ثانیه در منتهی‌الیه جنوب شرق دریای سیاه به چشم می‌خورد. بنابر این تا این تراز شرایط واگرایی عمیق حاکم شده و باعث تشدید ناپایداری‌ها شده است.

بررسی نقشه تراز سطح دریا (۲۸ می ۲۰۰۴)

شکل ۸ (الف) موقعیت سامانه‌ها را در روز وقوع توفان (۲۸ می ۲۰۰۴) در اطراف منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد.

در روز وقوع توفان کم‌فشار سودانی و مدیترانه‌ای با هم ادغام شده و هسته مرکزی این کم‌فشار بر روی کویت و جنوب عراق قرار گرفته است. زبانه این کم‌فشار در امتداد جنوب شرقی-شمال غربی تا شمال عراق و سپس به سمت شمال غرب ایران امتداد یافته است. به این ترتیب با انتقال هوای گرم و مرطوب عرض‌های جنوبی توسط این زبانه کم‌فشار و وجود یک زبانه سرد بر روی دریای مازندران ضمن ایجاد شیو حرارتی خوب شرایط ناپایداری دما را در منطقه شمال غرب تشدید کرده است.

40706 OITT Tabriz



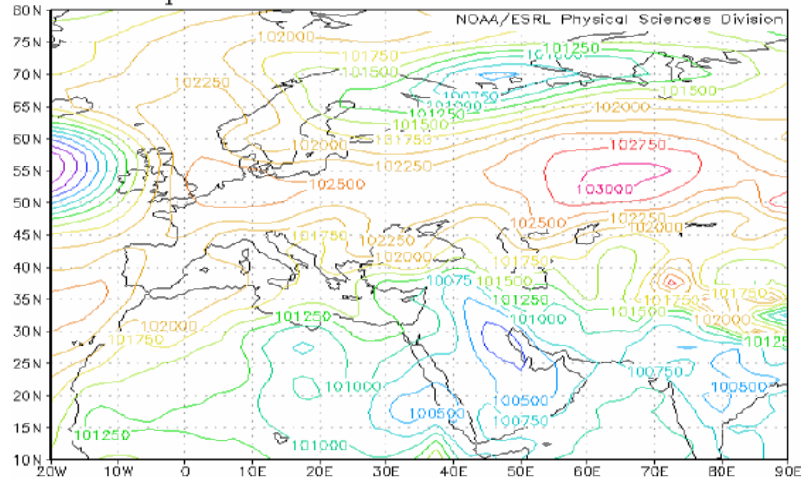
00Z 28 May 2004

University of Wyoming

(الف)

lon: plotted from -20 to 90
 lat: plotted from 10 to 80
 t: May 28 2004
 lev: 0

Mean slp Pascals



(ب)

شکل ۸) الگوی همیدی فشار تراز سطح دریا (الف) ونمودار اسکيو - تی (ب) روز ۲۸ می ۲۰۰۴ ساعت ۰۰

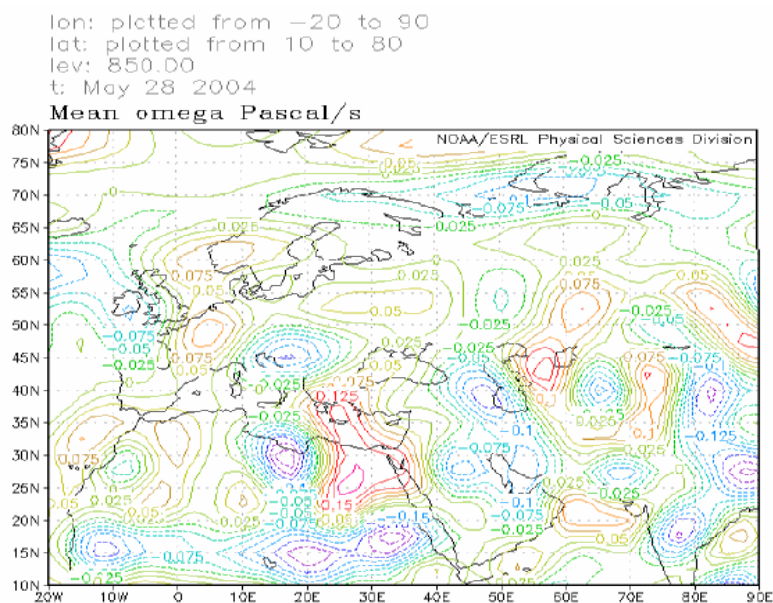
شکل ۸ (ب) بیان می‌دارد که در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال تفاضل دما و دمای نقطه شبنم کمتر شده ولی در تراز بین ۸۵۰ تا ۷۵۰ هکتوپاسکال دوباره این تفاضل زیادتر شده و به بالاترین حد خود رسیده و سپس تا تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال این تفاضل کمتر شده و از تراز ۶۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال به کمترین حد خود رسیده و شرایط تشکیل ابر بسیار مناسب می‌باشد. ملاحظه می‌شود که جهت جریانات در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال جنوب - جنوب شرقی و تا تراز ۳۵۰ هکتوپاسکال نیز جهت جریانات ابتدا جنوب - جنوب غربی و سپس جنوب شرقی می‌باشد که نشان‌دهنده همرفت گرم و مرطوب عرض‌های پایین بر روی منطقه است.

الگوی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

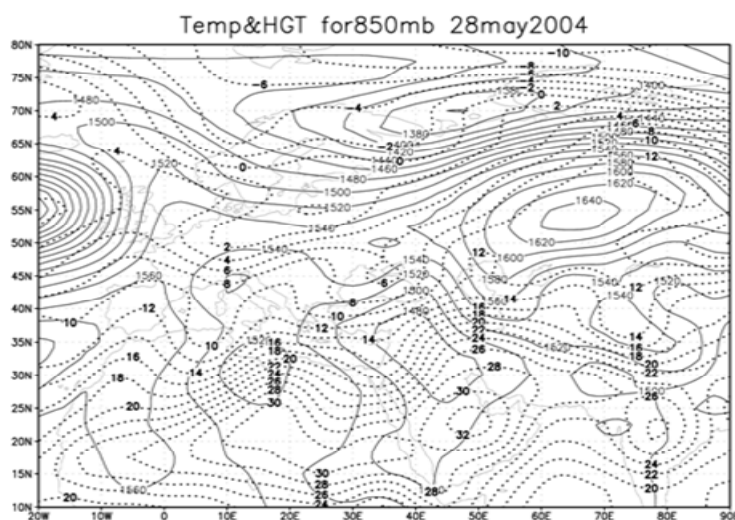
شکل ۹ (الف) موقعیت سامانه‌ها را در روز وقوع توفان (۲۸ می ۲۰۰۴) در اطراف منطقه مورد

مطالعه نشان می‌دهد.

در روز وقوع توفان همان شرایط روز قبل حاکم است و همچنان شیو ارتفاعی شدیدی بر شمال غرب حاکم است. وجود یک هسته گرم با دمای ۳۲ درجه سانتی‌گراد بر روی ریاض و امتداد زبانه حرارتی گرم آن از غرب ایران تا شمال غرب، شرایط سلونوئیدالی را همچنان تقویت می‌کند. با توجه به جریانات حاکم در غرب ایران جریانات مرطوب جنوبی بر روی منطقه، انرژی مناسبی را برای تشدید ناپایداری‌ها فراهم می‌کند.



(الف)



(ب)

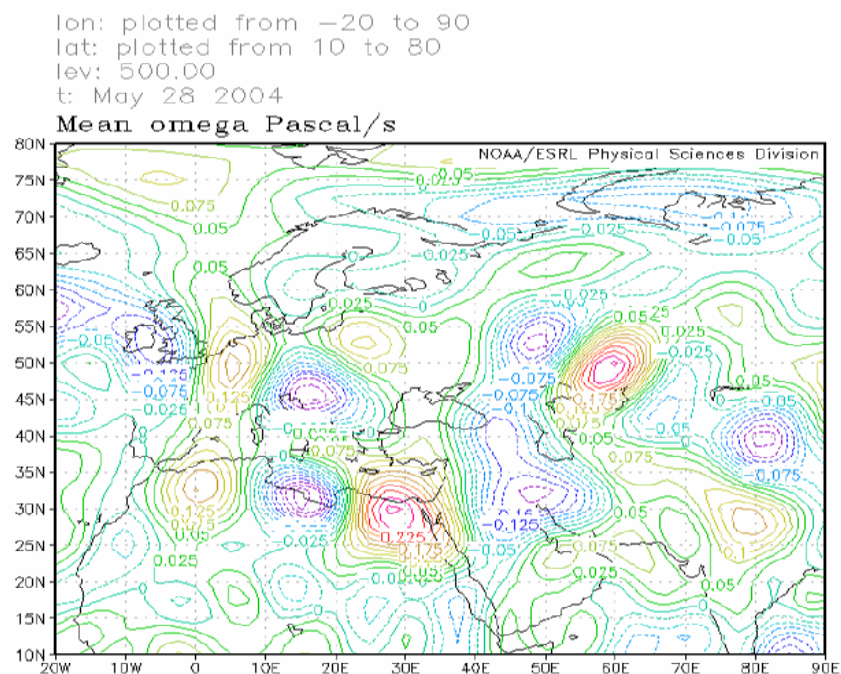
شکل (۹) الگوی همیدی فشار و دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، خطوط نقطه چین، دما و خطوط ممبد، پربند می‌باشند (الف) تاوایی (ب) در روز ۲۸ می ۲۰۰۴ ساعت ۰۰

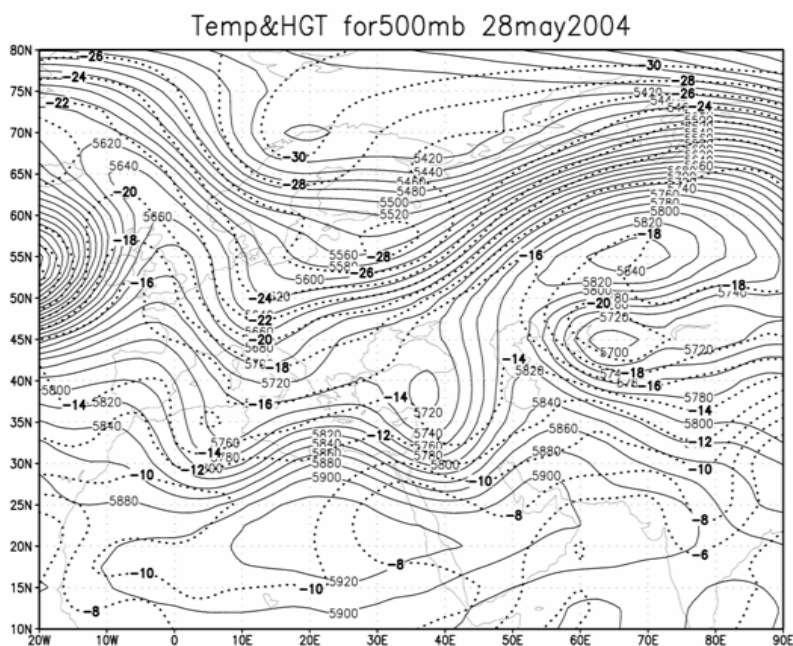
شکل ۹ (ب) نشان می‌دهد که پهنه وسیعی از جنوب عربستان تا شمال جمهوری آذربایجان و از نیمه مرکزی ایران تا شرق سوریه امگای منفی حاکمیت دارد. هسته با تاوایی منفی شدید به میزان -0.1 بر ثانیه بر روی استان اردبیل حاکم است و نشان‌دهنده واگرایی شدید در این بخش از کشور می‌باشد.

الگوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

شکل ۱۰ (الف) موقعیت سامانه‌ها را در روز وقوع توفان در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. در روز وقوع توفان واچرخندی آفریقایی با همان منحنی پربندی ۵۹۲۰ ژئوپتانسیل متر به سمت شرق جابه‌جا شده و بر روی مصر و جنوب سودان بسته شده است. زبانه شرقی آن تا مرکز شبه قاره هند امتداد یافته و زبانه شمالی آن ضمن حرکت به سمت شرق از نیمه شرقی ایران تا مرکز دریای مازندران امتداد یافته است که با یک پشته گرم همراه می‌شود.

بر روی جنوب شرقی دریای سیاه یک چرخند با پربند ۵۷۲۰ ژئوپتانسیل متر با تداوم ریزش سرد عرض‌های شمالی به غرب ایران باعث عمق بیشتر ناوه بر روی غرب ایران شده است. همچنان ناوه پربندی در پشت ناوه حرارتی قرار دارد و به دلیل عمق ناوه جریانات در شمال غرب ایران کاملاً نصف‌النهاری شده و جهت جنوبی - شمالی پیدا کرده‌اند و نشان‌دهنده وجود ناپایداری‌های شدید حتی تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد.





(ب)

شکل (۱۰) الگوی همدیدی فشار و دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خطوط نقطه چین، دما و خطوط ممتد، پربند می‌باشند (الف) تاوایی (ب) در روز ۲۸ می ۲۰۰۴ ساعت ..

شکل ۱۰ (ب) گویای این است که تاوایی منفی قوی تمام غرب و شمال غرب ایران را در بر گرفته است که از جنوب غرب ایران و جنوب عراق تا مسکو و از مرکز ایران تا شرق سوریه را در برگرفته است. بالاترین امگای منفی به میزان $-۰/۱۵$ بر ثانیه بر روی خوزستان قرار دارد و شمال غرب ایران در محدوده این مقدار تاوایی منفی قرار دارد که نشان‌دهنده حاکمیت یک تاوایی منفی عمیق از تراز ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد.

نتیجه‌گیری

همانگونه که بحث شد بیشترین فعالیت توفان‌های تندری در محدوده زمانی در نظر گرفته

شده در منطقه مورد مطالعه (تبریز)، در ماه می بوده است. نتایج شاخص‌های ناپایداری (SI, TT, SWEAT) بیان می‌دارد که به ترتیب از ۴۸,۲۴ ساعت قبل از وقوع توفان تندری ناپایداری‌ها به مرور افزایش یافته تا اینکه در روز وقوع توفان به بیشترین حد خود رسیده است. تمام شرایطی که برای توفان تندری لازم است از جمله وجود رطوبت و گرمای کافی که از طریق دریاهاى جنوبی ایران تأمین شده و باعث تقویت سامانه‌ها گردیده و به عبارت دیگر وجود هوای گرم و مرطوب در سطوح پایین و هوای سرد در سطوح بالای جو، در این محدوده زمانی و مکانی کاملاً مهیاست. همچنین با توجه به نمودارهای اسکیتی در این روز سرعت و جهت باد نیز با افزایش ارتفاع تغییر می‌یابد که باعث ایجاد باد شدید و ناگهانی در جو فوقانی شده و از جمله عوامل ایجاد توفان تندری است. علاوه بر فراهم بودن شرایط فوق، موقعیت فیزیکی منطقه مورد مطالعه نیز در ایجاد صعود اجباری و ناپایداری بیشتر سامانه‌ها موثر واقع شده است.

وجود یک سلول کم‌فشار بر روی شمال سودان و ضمن تقویت، حرکت آن تا شمال دریای سرخ شرایط انتقال هوای گرم و مرطوب را بر روی غرب ایران فراهم کرده است. این در حالی است که سیکلون مدیترانه‌ای تا شرق مدیترانه پیشروی کرده و در روز وقوع توفان با ادغام کم‌فشار سودانی و مدیترانه‌ای بر روی کویت و جنوب عراق و امتداد زبانه آن به سمت شمال غرب ایران انتقال هوای گرم و مرطوب عرض‌های جنوبی توسط این زبانه کم‌فشار در منطقه مورد مطالعه صورت گرفته است. از طرفی در ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از قبل از شروع توفان، کشور همواره تحت تأثیر واچرخندی قوی که بر روی روسیه است قرار دارد و زبانه آن تا شمال و شمال غرب کشور کشیده شده که این عامل باعث انتقال هوای سرد بر روی منطقه شده است و با وجود یک هسته گرم بر روی ریاض که نشان‌دهنده همرفت گرم عرض‌های پایین بر روی ایران است و یک پشته حرارتی در غرب، شیو ارتفاعی و حرارتی شدید شده و شرایط ناپایداری را تشدید کرده است. همچنین در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، ناوهای بر روی دریای سیاه به سمت جنوب عمق پیدا کرده و با تداوم ریزش سرد عرض‌های شمالی به غرب ایران، عمیق‌تر شده و با توجه به فراهم بودن گرما و رطوبت مناسب بر روی کشور، ناپایداری شدیدی را حتی تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بوجود آورده است.

منابع

- ۱- جعفرپور، ابراهیم (۱۳۸۱)، «اقلیم‌شناسی»، چاپ ششم، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۲- جلالی، اورج (۱۳۸۵)، «تحلیل زمانی- مکانی بارش‌های رعد و برق منطقه شمال غرب کشور»، پایان‌نامه دکترا، استاد راهنما، علی‌اکبر رسولی، رشته جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی.
- ۳- حقیقت کاشانی، خسرو (۱۳۷۰)، «فرکانس توفان‌های تندری در ایران»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما، اردکانی، حسین و پرویز ایران‌نژاد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.
- ۴- رسولی، علی‌اکبر (۱۳۸۴)، «مدل‌سازی بارش‌های رعد و برقی محدوده شهر تبریز از دیدگاه ریسک وقوع سیلاب»، کنفرانس بین‌المللی بلایای طبیعی، ۷-۵ مهر، ۱۳۸۴، دانشگاه تبریز.
- ۵- سیف، مهرزاد (۱۳۷۵)، «بررسی توزیع بارش تگرگ در ایران و مطالعه موردی آن»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، استاد راهنما، عسگری شیرازی، حسن و حسین اردکانی، دانشگاه تهران، ژئوفیزیک، گروه فیزیک فضا.
- ۶- عزتیان، ویکتوریا (۱۳۸۲)، «نقش فرایندهای فیزیکی در تشدید ناپایداری‌های جوی»، کنفرانس ژئوفیزیک ایران.
- ۷- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱)، «اقلیم‌شناسی سینوپتیک»، چاپ دوم، انتشارات سمت.
- ۸- قائمی، هوشنگ و محمود عدل (۱۳۷۱)، «ناپایداری و توفان‌های رعدوبرق»، سازمان هواشناسی کشور.
- ۹- لشگری، حسن (۱۳۷۵)، «الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غرب ایران»، پایان‌نامه دکترا، استاد راهنما، قائمی، هوشنگ، رشته جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی.
- 10- Ackerman, A.S. and Knox, A.J. (2003), “*Meteorology Understanding the Atmosphere*”, Toronto, Ontario, Canada.
- 11- Camuffo, D. Cocheo. C. Enzi, S. (2000), “Sesonality of Instability Phenomena (Hail Storms and Thunderstorm) in Pado Va, Northen Italy”, 642-645.

- 12- Changnon, A.S. (2001), "Thunderstorm Rainfall in the Conterminous United States", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 1925-1940.
- 13- Dayan, U. Margarit. Z.B., Sharon, M.E. (2001), "Aevere Autumn Storm over the Middle. est: Synoptic and Mesoscale Convection Analysis", *Theoretical and Applid Climatology*, 69, 103.122.
- 14- Delden, V.A. (2001), "The Synoptic Setting of Thunderstorm in Western Europe", *Atmospheric Research*, 56, 89-110.
- 15- Etkin, D. and S.E. Brun, (2001), "*Canada's Hail Climatology*", 1977-1993.
- 16- Haklander, J.A. and Delden, V. (2003), "Thunderstorm Predictors and Their Forecast Skill for the Netherland", *Atmospheric Research*, 67-68.
- 17- Ikekhua, F.O. (1998), "The Nigerian Experience in Satellite Imagery Reception and Interpretation 3 User form in Africa", Rabat, Morocco, 251 pp.
- 18- Miller, R.C. (1972), "Notes on Analysis and Severe Storm Forecasting Procedures of the Air Force Global Weather Central", Tech. Rept. 200(R), Headquarters, Air Weather Service, USAF, 190pp.
- 19- Mortimor, O.K. (1990), "Thunderstorm Climatologically Research in Great Britain and Ireland", *Weather*, 45, 21-27.
- 20- Prezerakos, N.G. (1989), "An Investigation into Thunderstorms Occur at Athens," *Meteorological Mag*, 118, 31-36.
- 21- Roaring, L.M. and Ferguson, A.S. (1999), "Characteristics of Lightning and Wild Land Fire Ignition in the Pacific Northwest," *Journal of Applied Meteorology*, 38, 1565-1575.