

**Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б.  
СМЕРЧИ И СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ НИЗКИХ УРОВНЕЙ  
(ОБЗОР ЛИТЕРАТУРНЫХ ИСТОЧНИКОВ)**

Стихийные бедствия, случившиеся в Украине в течение последних лет, заставляют искать возможности предотвращения их разрушительных последствий. Даже такое экзотическое для нашего климата явление, как смерчи (в западных странах — торнадо), должно привлекать внимание исследователей, поскольку смерчи причиняют колоссальный ущерб, сопровождающийся разрушениями и человеческими жертвами.

Смерч — вихрь с вертикальной осью вращения, связанный с мощной кучево-дождевой облачностью. Диаметр смерча составляет от 10 до 1500 м, скорость ветра в смерче по косвенным оценкам (по характеру разрушений) может достигать  $200 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , градиент давления —  $10 \text{ гПа}/100 \text{ м}$ . Продолжительность явления невелика — от нескольких минут до нескольких часов, но чаще всего она составляет от 2 до 28 минут [9].

Смерчи регистрируются повсеместно над поверхностью Земли, кроме полярных и экваториальных широт. Чаще всего они формируются над США и Австралией. В среднем за год в мире наблюдается от 1000 до 1500 смерчей, из них половина в США. Особенно в области так называемой «аллеи торнадо» — полосы наибольшей повторяемости смерчей —  $20\text{--}30^\circ\text{С.Ш.}$  Здесь мощные слои теплого воздуха с Мексиканского залива сталкиваются с холодными воздушными массами из Канады. Таким образом, нижний слой воздуха, поднимаясь, сталкивается с холодной воздушной массой, возникает мощный обратный поток теплого влажного воздуха, идут сильные ливни и град. Если же циркуляция достаточно сильна, а извне значительные скорости ветра, то начинается вращение воздушного потока и формируется эпицентр, в котором возникает торнадо [21, 24].

Самый разрушительный торнадо в истории XX века, обрушившийся 3 мая 1999 года на американский город Оклахома-сити, буйствовал полтора часа. Но как это ни парадоксально, смерч, названный метеорологами «Чудовищем», принес человечеству и колоссальную пользу: впервые ученым удалось засечь радаром момент его зарождения [32]. В итоге — население было предупреждено о надвигающейся катастрофе, и число жертв исчислялось десятками, а не тысячами людей, как это бывает в таких случаях.

На территории СНГ смерчи относительно редкое явление. Каталог смерчей, зарегистрированных над странами содружества за период 1944–1998 гг., включает сведения о 264 смерчах, из которых 40 процентов были слабыми. За 140 лет наблюдений было отмечено 13 серьезных и два опустошающих смерча. [2]

В Европейской части СНГ выделяют две зоны концентрации смерчеобразования. Первая находится между Москвой и Нижним Новгородом, где наблюдались два сильных смерча. Вторая — по обе стороны украинско-белорусской границы с центром около Киева, где были зафиксированы три серьезных смерча (в Киевской, Черкасской и Одесской областях) и большое число слабых и умеренных явлений. Таким образом, Чернобыльская АЭС расположена как раз в зоне относительно активного смерчеобразования.

На территории Украины с 1 марта 1960 г по 1 марта 2004 г зарегистрирован 71 смерч. Максимальная повторяемость приходится на июль и июнь — 25 и 23, соответственно. В среднем смерчи наблюдаются с мая по август. Самый ранний смерч был отмечен 5 мая 1970 г в Одесской области (с. Чабанка), самый поздний — 20 октября 1976 г в Херсонской области (г. Геничеськ). Над акваторией Черного моря смерчи формируются преимущественно осенью, когда воздух с охлажденной суши переносится на более теплую поверхность воды. [3, 4]

Повторяемость смерчей над Украиной распределена неоднородно по регионам. Максимальное количество смерчей (6 случаев за указанный период) отмечено в Крыму, Николаевской, Херсонской, Запорожской и Киевской областях. Также относительно велика повторяемость явления (по 4 случая) в Днепропетровской, Черкасской, Одесской, Волынской и Львовской областях. Ни разу не отмечались смерчи ни Кировоградщины, Полтавщине и в Закарпатье.

Исследования причин зарождения смерчей ведутся с начала XX века и по современным представлениям структура очень сильного смерча, достигающего земли, весьма сложная. Так, в центральной части имеется ядро шириной не более 100–150 м, где наблюдаются мощные, достигающие  $60\text{--}80 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  нисходящие движения воздуха. Выхоложенный опускающийся воздух увеличивает разрушительную силу смерча и образует его подножие. Вокруг ядра смерча отмечаются интенсивные восходящие движения ( $70\text{--}90 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ), что приводит к конденсации водяного пара по всей длине смерча. [25, 26, 28]

Несмотря на то, что смерчи весьма успешно исследуются в течение многих лет, в том числе с применением различных математических моделей [15–18, 22, 27], на сегодняшний день не существует надежной методики для их прогнозирования.

Хотя смерчи локальное явление, тем не менее, их образование связано с интенсивными макро- и мезомасштабными атмосферными процессами — зонами активной конвекции и грозовой деятельности, которые образуются при большой вертикальной неустойчивости воздушной массы, характеризующейся сходимость (конвергенцией) теплых и влажных потоков в ее нижней части и расходимость (дивергенцией) относительно холодных и сухих потоков в верхней тропосфере и нижней стратосфере.

Смерч обычно возникает перед холодным фронтом и движется примерно в том же направлении, что и фронт, со скоростью несколько десятков метров в секунду (до  $60 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ), проходя за несколько часов своего существования 40–60 км (иногда до 300 км [10]).

В процессе своего возникновения и формирования смерч связан с циклоном мезомасштаба, так называемым, «торнадо-циклоном» [5, 6, 8, 10] с радиусом 5–25 км, тангенциальной скоростью 15–25  $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$  и завихренностью в окрестности смерча порядка  $10^2 \text{ с}^{-1}$ . Смерч обычно образуется вблизи оси вращающего-

ся торнадо-циклона в области между восходящими и нисходящими потоками в тыловой части грозовой ячейки [5].

Не вызывает сомнений роль вертикального сдвига ветра в формировании атмосферных вихрей [10, 28].

Наряду с главными вышеперечисленными макромасштабными процессами, способствующими образованию смерчей, должен выполняться еще целый ряд макромасштабных и мезомасштабных условий, одним из которых является наличие интенсивного струйного течения нижних уровней (СТНУ), расположенного в пограничном слое атмосферы и направленного перпендикулярно тропосферному струйному течению.

Поскольку при образовании торнадо характерна неустойчивая стратификация вверху и устойчивая внизу, то прогноз опасных явлений, обычно сопровождающих торнадо, сводится к выяснению механизма реализации конвективной неустойчивости нижнего слоя атмосферы. Ещё в 1955 г Р.Г. Битом и Ф.С. Бейтсом была предложена гипотеза, о том, что таким механизмом является струя в нижней тропосфере, создающая конвергенцию воздушных течений внизу вертикального вихря и дивергенцию вверху. Авторы гипотезы представили математическую модель процесса формирования торнадо под воздействием низкой струи [11].

В 1956 г Т. Фуджита и др. [19] приводят карту различных мезосиноптических объектов (мезоциклонов, мезоантициклонов, мезоочагов тепла и холода и др.) в 11 пунктах, в которых наблюдались торнадо. Характерно, что во всех этих пунктах вблизи уровня 1000 м (в одном пункте вблизи 3000 м) наблюдались СТНУ. На расстоянии 200-300 миль от места торнадо СТНУ в срок наблюдения или не отмечались, или находились выше 3 км. Приведенные выводы подтверждаются Б.С. Хэйджемейером [20], который проанализировал 1448 случаев вторжений торнадо на полуостров Флорида (с 1950 по 1994 гг.) и показал, что наличие струй и сильных сдвигов ветра в нижнем слое атмосферы, является “основным ингредиентом” для развития торнадо в указанном регионе.

В.Д. Боннер [13], впервые в 1965 г обобщивший результаты наблюдений за СТНУ на территории США в климатологическом плане, указывает, что максимальная 10-летняя повторяемость торнадо, приходящаяся на среднюю часть Оклахомы, расположена в пределах 50 миль от места максимальной повторяемости СТНУ. Помимо того, В.Д. Боннер в своем климатическом обзоре указывает, что зона максимальной повторяемости ночных гроз, выявленная за 20 лет, приходится на северный участок зоны максимальной повторяемости ночных усилений ветра.

В [23, 29–31] указывается, что формирование низких струй в США характерно для полосы от Южного Техаса до Небраски в пределах  $95-100^{\circ}\text{З.Д.}$ , и в этом же районе отмечаются сильные ночные грозы. По данным В.Д. Боннера [14], ночные грозы чаще всего наблюдаются, когда высота оси СТНУ понижается при возрастающей скорости ветра на оси струи, т.е. интенсификация ночной струи способствует созданию благоприятных условий для образования грозы.

Следует заметить, что при анализе гроз основное внимание обычно уделяется особенностям термической стратификации воздушных слоев. Однако, когда интересуются динамикой, неизбежно обнаруживают и струю [7]. Причиной тесной связи ночных гроз и низких струй, по мнению А.К. Блакадера. [12] является тот факт, что суточные колебания ветра на нижних уровнях вызывают ночное усиление адвекции, которое может быть существенным фактором в увеличении частоты ночных гроз. Ориентация грозовых очагов, в свою очередь, неплохо совпадает с осью максимальных ветров в нижнем слое тропосферы, и, в известной мере, наличие СТНУ определяет продолжительность грозовой деятельности.

Анализируя аэрологическую структуру нижней тропосферы в период формирования смерчей над Восточно-Европейской равниной (3 июля 1974 [1] г и 9 июня 1984 г [4] над нижним Новгородом, 15 июля 2002 г над Одессой, 1 марта 2003 г над Днепропетровском), можно заметить характерное сочетание большой положительной энергии неустойчивости, усиливающейся благодаря сильной адвекции холода на уровне 850 гПа, и наличие низкотропосферного струйного течения вблизи уровня 925 гПа. Интенсивность низкой струи не всегда превышает  $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , (Одесса, 2002 г), но ее направление неизменно перпендикулярно тропосферному струйному течению.

Таким образом, можно выдвинуть предположение о значительной роли низких струй в генезисе смерчей.

### Источники и литература

1. Будилина Е.Н., Прох Л.З., Снитковский А.И. Смерчи и шквалы умеренных широт. – Л.: Гидрометеоздат, 1976. – 32 с.
2. Васильев А.А., Песков Б.Е., Снитковский А.И. Смерчи 9 июня 1984 г. – Интернет сайт: [www.meteocenter.net](http://www.meteocenter.net).
3. Волеваха В.А., Токарь Н.Ф. Шквалы и смерчи на Украине в 1984–1985 гг. // Труды Украинского регионального научно-исследовательского института. – 1987. – Вып. 225. – С. 46–55.
4. Каталог смерчей, которые наблюдались на территории Украины в 1987–2003 гг. – ВМП Укр ГМЦ, – 145 с.
5. Лилли Д. К. Развитие и поддержание вращения в конвективных штормах // Интенсивные атмосферные вихри. — М.: Мир, 1985. – С. 169—182.
6. Писниченко Е. А. Роль фазовых переходов влаги в процессе образования смерчей//Изв. РАН. – Физика атмосферы и океана. – 1993. – Т. 29. – № 6. – С. 793—798.

7. Прох Л.З. Шаровая молния во время зимней грозы в Киеве // *Метеорология и гидрология*. – 1972. – № 5. – С. 21–26.
8. Симпсон Дж. Вращение в кучевом облаке: модель и данные наблюдений в облачной системе, порождающей смерч // *Интенсивные атмосферные вихри*. — М.: Мир, 1985. – С. 183–197.
9. Хргиан А. Х. *Физика атмосферы*. — М.: МГУ, 1986. — 328 с.
10. Юсупалиев У., Анисимова Е. П., Маслов А. К., Шутеев С. А. К вопросу о формировании и геометрических характеристиках смерча // *Прикладная физика*. – 2001. – № 1. – С. 56–61
11. Beel R.G., Bates F.C. Mechanism for assisting in the release of convective instability // *Mon. Weather Review*. – 1955. – Vol. 83. – № 1. – P. 136–145.
12. Blackadar A.K. A survey of wind characteristics below 1500 ft // *Meteorol. Monogr.* – 1960. – № 4. – P. 3–11.
13. Bonner W.D. Climatology of the low-level jet // *Mon. Weather. Rew.* – 1968. – Vol. 96. – № 12. – P. 833–850.
14. Bonner W.D. Statistical and kinematical properties of the low-level jet stream // *SMRP Res. Paper* №. 38. – P. 54–55.
15. Carbone R.E. A severe frontal rainband. Part I. Stormwide hydrodynamic structure // *J. Atm. Sci.* – 1982. – Vol. 39. – № 2. – P.258–279.
16. Carbone R.E. A severe frontal rainband. Part II: Tornado parent vortex circulation // *J. Atm. Sci.* – 1983. – Vol. 40. – № 11. – P. 2639–2654.
17. Fiedler B.H., Rotunno R. A theory for the maximum wind speeds in tornado-like vortices // *J. Atm. Sci.* – 1986. – Vol. 43. – № 21. – P. 2328–2340.
18. Fuelberg H.E., Jedlovec G.J. A subsynoptic-scale kinetic energy analysis of the Red River valley tornado outbreak (AVE-SESAME I) // *Mon. Weather. Rev.* – 1982. – Vol. 110. – № 12. – P. 2005–2024.
19. Fujita T., Newstein H., TeP.er M. Mesoanalysis: an important scale in the analysis of weather data // *Res. Paper of US Weather Bureau*. – 1956. – № 39. – 15 p.
20. Hagemeyer B.C. Peninsular Florida tornado outbreaks // *J. Atm. Sci.* – 1996. – Vol. 12, № 3. – P. 399–427.
21. Hanstrum B.N., Mills G.A., Watson A., Monteverdi J.P., Doswell C.A. The cool-season tornadoes of California and southern Australia // *Weather and Forecasting*. – 2002. – Vol. 17. – № 4. – P.705–722.
22. Heymsfield G.M. Kinematical and dynamic aspects of the harrach tornadic storm analyzed from dual-doppler radar data // *Mon. Weather. Rev.* – 1978. – Vol. 106. – № 2. – P. 233–254.
23. Houze Jr. R.A., Smull B.F., Dodge P. Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma.// *Mon. Weather. Rev.* – 1990. – Vol. 118. – № 3. – P. 613–654.
24. Houze Jr. R.A., Smull B.F., Dodge P. Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma.// *Mon. Weather. Rev.* – 1990. – Vol. 118. – № 3. – P. 613–654.
25. John M. Lanicci and Thomas T. Warner.: A synoptic climatology of the elevated mixed-layer inversion over the southern great plains in spring. Part III: Relationship to Severe-Storms Climatology // *Weather and Forecasting*. – 1991. – Vol. 6. – № 2. – P. 214–226.
26. Koch S.E., Hamilton D., Kramer D., Langmaid A. Mesoscale dynamics in the palm sunday tornado outbreak // *Mon. Weather. Rev.* – 1998. – Vol. 126. – № 8. – P. 2031–2060.
27. Kozo Ninomiya. Mesoscale modification of synoptic situations from thunderstorm development as revealed by ATS III and aerological data // *J. App. Met.* – 1971. – Vol. 10. – № 6. – P. 1103–1121.
28. Lilly D. K. The structure, energetic and propagation of rotating convective storms. Part I: Energy exchange with mean flow//*J. Atm. Sci.* – 1986. – V. 43. – № 3. – P. 113–125.
29. Raymond D.J. Instability of the low-level jet and severe storm formation // *J. Atm. Sci.* – 1978. –Vol. 35. – № 12. – P. 2274–2280.
30. Wexler H. A boundary layer interpretation of the low-level jet // *Tellus*. – 1961. – № 13. – P. 369–378.
31. Whiteman C.D., Bian X., Zhong S. Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a Site in the southern great plains // *J. App. Met.* – 1997. – Vol. 36, – № 10. – P. 1363–1376.
32. Zupanski D., Zupanski M., Rogers E., Parrish D.F., DiMego G.J. Fine-resolution 4DVAR data assimilation for the Great Plains tornado outbreak of 3 May 1999 // *Weather and Forecasting*. – 2002. – Vol. 17. – № 3. – P. 506–525.

### **Крамная О.В.**

#### **СООТНОШЕНИЕ ПОНЯТИЙ «ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ КУЛЬТУРА» И «ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ»**

В последнее десятилетие всё чаще слышны такие фразы, как «необходимо повышать экологическую культуру» или «в настоящее время уровень экологической культуры населения очень низок». Реже в повседневной жизни встречается выражение «экологическая безопасность». Конституцией Украины каждому гражданину нашей страны гарантируется право на безопасную для жизни и здоровья окружающую среду, т.е. экологическую безопасность. Но практика показывает, что далеко не всегда обычный гражданин до конца понимает смысл «экологической культуры» и «экологической безопасности». А их связь между собой представляется довольно туманно и чаще всего ограничивается представлениями о загрязне-