

# ПРОБЛЕМЫ МЕТЕОРИТИКИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
ВСЕСОЮЗНОЕ АСТРОНОМО-ГЕОДЕЗИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО  
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ИМ. В. В. КУЙБЫШЕВА

# ПРОБЛЕМЫ МЕТЕОРИТИКИ

Ответственный редактор  
акад. В. С. С о б о л е в



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1975

В сборнике опубликованы новейшие исследования природы Тунгусского космического тела. Включены как экспериментальные работы, проведенные на современном методическом уровне, так и фундаментальные теоретические разработки, касающиеся различных аспектов проблемы. Значительное место уделено обсуждению «ядерного» варианта Тунгусского взрыва.

Сборник представляет интерес для специалистов в области метеоритики, геофизики, генетики, аэродинамики.

## ПРОБЛЕМЫ МЕТЕОРИТИКИ

Ответственный редактор  
*Владимир Степанович Соболев*

Редакторы *С. Г. Максенко, Н. Г. Рязанова*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *В. В. Растегаев*  
Технический редактор *А. В. Суганова*  
Корректоры *Н. М. Быкова, В. В. Борисова*

---

Сдано в набор 24 февраля 1975 г. Подписано в печать 3 октября 1975 г. МН 03178.  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 2. 9,25 печ. л. 9,1 уч.-изд. л. Тираж  
1160 экз. Заказ № 454. Цена 91 коп.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА  
НА НАЧАЛО 1974 Г.

В настоящее время можно считать, что событие, получившее название «падение Тунгусского метеорита», связано с разрушением в атмосфере Земли неизвестного космического тела примерно в 7 часов утра по местному (красноярскому) времени 30 июня 1908 г. Хотя природа этого тела не выяснена, не вызывает сомнений, что на протяжении минимум 300 км перед падением оно двигалось почти строго с востока на запад, причем полет его закончился взрывоподобным разрушением в точке, расположенной в Красноярском крае, в 65 км к северу-западу от фактории Вапавара, на водоразделе Хушмо и Кимчу. По уточненным оценкам, энергия взрыва с учетом поправки на неоднородность атмосферы составила  $10^{23}$ — $10^{24}$  эрг [1, 31], а максимальное выделение ее имело место на высоте  $\sim 6$  км [23].

Взрыв не был мгновенным: тело двигалось, взрываясь, на протяжении по крайней мере 15—20 км, о чем свидетельствует эллипсоидная, вытянутая вдоль проекции траектории форма области ожога, вызванного взрывом [10]. Важной особенностью некоторых параметров взрывной волны Тунгусского метеорита [7, 40, 46] является неравномерное распределение аэродинамического пара по фронту, в результате чего поле разрушений лесного массива имеет характерную двулепестковую структуру, симметричную относительно проекции траектории метеорита.

Повалив лес на площади  $2150 \pm 25$  км<sup>2</sup> [38], волна Тунгусского метеорита вызвала барические возмущения, зарегистрированные во многих районах Земного шара [49], и сейсм [31, 36], отмеченный в Иркутске, Ташкенте, Тбилиси и Иене, а также, повлияла на генерацию локального геомагнитного возмущения, отмеченного Иркутской геомагнитной обсерваторией [32].

Падение Тунгусского метеорита сопровождалось мощным комплексом атмосферных оптических эффектов (аномальное развитие серебристых облаков, усиление свечения ночного неба, яркие зоревые эффекты, нарушение поляризационных свойств сумеречного неба). Можно полагать, что они были связаны с вторжением в атмосферу Земли мелкодисперсного космического материала практически одновременно со взрывом в бассейне Подкаменной Тунгуски [6, 49, 50].

## ОЦЕНКА УГЛА НАКЛОНА ТРАЕКТОРИИ

Оценка угла наклона траектории способствует лучшему пониманию физики Тунгусского взрыва, так как она объясняет соотношение энергии взрывной и баллистической волн, скорость и массу тела, а также причины, породившие его разрушение [1, 18]. Оценки, данные к настоящему времени, колеблются в широких пределах — от  $7$  до  $40^\circ$  и более [1, 2, 18, 31]. Принятие углов наклона траектории более  $30^\circ$  является признанием решающей роли баллистической волны в разрушающем действии метеорита и относительно высоких значений его скорости ( $\approx 30$  км/с и более) и массы. Эти оценки могут быть интерпретированы в рамках моделей дробления кометного ядра [44] и мгновенного испарения тела астероидальной природы [1]. Крутой угол наклона вряд ли совместим со взглядами А. В. Золотова о внутренней (химической либо ядерной) энергии тела как источнике энергии Тунгусского тела [18].

Относительно малые углы наклона траектории позволяют признать ведущую роль взрывной, а не баллистической волны, так как следы действия последней в векторной структуре поля вывала представлены слабо. Неясно, в какой мере это может быть совмещено с представлением о высокой ( $\approx 30$  км/с) скорости и относительно большой ( $10^9$  т) массе тела, однако, по В. А. Бронштэну и А. П. Бояркиной [4], указанные оценки не исключают друг друга.

На раннем этапе изучения Тунгусского метеорита исследователи отдавали предпочтение малому углу наклона траектории [2, 27]. Однако после известных модельных опытов И. Т. Зоткина и М. В. Цикулина [46] это единодушное колебалось, тем более, что были предложены варианты объяснения картины Тунгусского взрыва, для которых крутой угол наклона траектории являлся уже необходимой предпосылкой. Заметим, однако, что сторонники «крутой» траектории получили в условиях натурного моделирования не полное сходство с реальной векторной структурой поля повала, а более или менее удовлетворительное совпадение контура области разрушений в действительности и в эксперименте. Показания очевидцев, сколь бы субъективны они ни были, также плохо согласуются с крутым углом наклона траектории [47]. Кроме того, до самого последнего времени при обсуждении этого вопроса не принималось во внимание такое важное обстоятельство, как неоднородность атмосферы. В связи с этим вновь наметилась тенденция возврата к относительно небольшим значениям угла наклона траектории —  $13$ — $15^\circ$  [4]. Авторы работы [4] уделяют существенное внимание роли неоднородности атмосферы в формировании ударной волны, что позволило им вновь высказаться в пользу небольшого ( $14^\circ$ ) угла наклона траектории. Аналогичная оценка

получена недавно и Д. В. Деминим на основании анализа некоторых параметров вывала леса.

Таким образом, к настоящему времени накопилось больше данных о том, что угол наклона траектории Тунгусского метеорита был небольшим. Если признание крутого угла наклона траектории свидетельствует об испарении астероида либо дроблении кометного ядра, то, напротив, ситуация, возникающая в нашем случае, неопределенна. Малый угол наклона является необходимой предпосылкой для логических умозаключений А. В. Золотова, приводящих к выводу о ядерной природе взрыва, но из этого еще не следует, что признание малого угла наклона траектории означает правильность гипотезы А. В. Золотова. Возникает необходимость развития кометной модели Тунгусского метеорита для того, чтобы согласовать ее с относительно пологой траекторией. В. А. Бронштэн и А. П. Бояркина [4] полагают, что для этого достаточно учесть роль неоднородности атмосферы, В. Г. Фасг придает большое значение стратосферному ветру, который мог при известных обстоятельствах «подправить» как взрывную, так и баллистическую волну.

Совершенно очевидно, однако, что установление угла наклона траектории значительно уменьшает свободу выбора между различными вариантами объяснения Тунгусского метеорита: в случае, если угол мал, некоторые варианты теории этого явления отпадают (например, астероидальная модель Д. Ф. Анфиногенова).

## ВОПРОС О СПЕКТРЕ ТУНГУССКОГО ВЗРЫВА

Мощное излучение в видимой части спектра, сопровождавшее Тунгусский взрыв, является доказанным [25]. Энергия световой вспышки оценивается в  $10^{21}$ — $10^{23}$  эрг [14,16].

Не вызывает также сомнений наличие в спектре взрыва инфракрасного излучения. Решение вопроса о жесткой его компоненте дало бы весьма ценную информацию об энергетике Тунгусского взрыва, о явлении в целом.

Поиски следов наведенной радиоактивности, неоднократно предпринимавшиеся в районе центра катастрофы, подробно освещены в работах [24, 25]. Полученные данные не дают оснований для окончательных выводов: с одной стороны, в районе эпицентра имеется небольшое повышение суммарной радиоактивности, с другой — есть серьезные основания считать это случайным совпадением, не имеющим отношения к событиям 1908 г. Данные А. В. Золотова [17] о повышении радиоактивности в относящихся к 1908 г. годовых слоях деревьев, переживших катастрофу, подтвержденные В. Н. Меходовым [30], также трактуются по-разному, так как безупречной интерпретации под углом зрения радиохимии им не дано. То же можно сказать и о данных Коуэна и др. [48], обнаруживших повыше-

ние уровня  $C^{14}$  в кольцах деревьев, переживших 1908 г. В связи со сказанным обращают на себя внимание два факта: изменение термолюминесцентных свойств горных пород близ эпицентра Тунгусской катастрофы, несводимое ни к действию ударной волны, ни к природным флуктуациям содержания в горных породах радиоактивных элементов, и установленное в [13] резкое повышение генотипической изменчивости у сосен в зоне проекции траектории с максимумом в районе, близком к эпицентру. Последнее обстоятельство особенно существенно и может быть объяснено двояко: или это след жестких излучений Тунгусского метеорита, или же след лесного пожара, вызвавшего химические и термические мутации. Вопрос этот может быть решен после полного картирования зоны лесного пожара, вызванного падением метеорита [5, 45], и сопоставления областей распространения этих явлений.

Нужно также до конца исследовать природу эффекта, отмеченного А. В. Золотовым и В. Н. Мехедовым, ибо он реален, хотя и не имеет удовлетворительного объяснения.

### О ФОРМЕ ОБЛАСТИ ГЕНЕРАЦИИ УДАРНОЙ ВОЛНЫ ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА

При обсуждении этого вопроса обычно исходят из представления о достаточно простой геометрической форме источника генерации ударной волны (центральный точечный взрыв, цилиндрическая форма заряда с усилением на конце). Между тем данные, полученные в последнее время и частично опубликованные в настоящем сборнике позволяют думать, что дело обстоит не так. Д. В. Деминым на основании детального картирования повала леса в близких окрестностях центра катастрофы подтверждено высказывавшееся ранее И. Т. Зоткиным [3] предположение о фактическом отсутствии в этом районе так называемой «зоны хаоса». Последняя, как оказалось, представляет собой артефакт, созданный различного рода ветровалами в послекатастрофные годы в результате постепенного подгнивания и выпадения «телеграфного леса». Строгая радиальность прослеживается вплоть до эпицентра Тунгусского взрыва, рассчитанного В. Г. Фастом [37]. Это обстоятельство, возможно, свидетельствует о сложном характере генерации ударной волны и о наличии дополнительных ее источников на сравнительно небольшой высоте над поверхностью земли.

### ПОИСКИ ВЕЩЕСТВА ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА

Неоднократно предпринимавшиеся на протяжении истории изучения Тунгусского метеорита попытки обнаружения крупных его частей неизменно заканчивались отрицательным резуль-

татом [8, 26]. Современное представление о физике Тунгусского взрыва дает все основания полагать, что в момент взрыва вся или по крайней мере подавляющая часть массы Тунгусского метеорита перешла в мелкодисперсное состояние и выпала в дальнейшем на различном расстоянии от места взрыва. Оценка наиболее вероятного направления стратосферного ветра 30 июня 1908 г., проведенная Н. П. Фаст и Л. П. Павловой на основании данных аэрологического зондирования [41], возмывает предполагать, что снос мелкодиспергированного материала Тунгусского метеорита происходил преимущественно в северо-западном направлении. Кроме того, более или менее значительные локальные пятна выпадений могли иметь место и в других, достаточно удаленных местах за счет сноса и рассеивания отдельных фрагментов пылевого хвоста болида. Согласно модельному расчету Л. В. Кириченко [22], начало шлейфа рассеяния вещества Тунгусского метеорита должно находиться в непосредственной близости от эпицентра взрыва, а зона максимального обогащения поверхности Земли материалом отстоит от центра на несколько десятков или даже сотен километров. При этом, согласно оценкам Л. В. Кириченко, концентрация выпадавшего вещества на единицу площади должна была быть весьма значительной.

К сожалению, неясно, является ли вариант расчета, предложенный Л. В. Кириченко, единственно возможным в рамках классических представлений (разрушение кометного ядра либо тела астероидальной природы), что вносит известный элемент неопределенности в ход дальнейших рассуждений. Дело в том, что начиная с 1968 г. в районе Тунгусской катастрофы была проведена обширная работа по космохимической съемке района, ориентированная на поиски мелкодиспергированного оплавленного космического вещества (интервал величин от 14 $\mu$  и выше, так называемые «метеорные шарики»). В отличие от предыдущих попыток такого рода [42, 43] в качестве субстрата поисков вещества метеорита была избрана не почва, плохо поддающаяся стратификация, а сфагновый торф верховых болот. Подробное обоснование этой методики и результаты обследования даны в [9, 28]. Из материалов работы [9] следует:

а) слой торфа, включающий в себя годовой прирост мха 1908 г., в непосредственной близости от эпицентра заметно обогащен оплавленными силикатными частицами аномального происхождения;

б) суммарное количество этого вещества на площади радиусом в 40 км вокруг эпицентра не превышает нескольких сотен килограммов, что значительно ниже прогностических оценок Л. В. Кириченко;

в) картина распределения оплавленной пыли по площади резко отличается от прогнозированной Л. В. Кириченко, в частности,

Если добавить, что оплавленный материал, найденный в слое 1908 г., частично является, вероятно, земным материалом, образовавшимся во время лесного и торфяного пожаров, последовавших за взрывом, то несоответствие реального состояния вещей прогнозу становится еще более очевидным.

Объяснить это можно по-разному. Не исключено, что расчет Л. В. Кириченко является лишь одним из возможных в рамках классических представлений. Однако и в этом случае, исходя из большой массы распыленного материала (около 50 000 т в астероидальном и несколько тысяч тонн в кометном варианте), следует все же ожидать наличия пятен массивного выпадения материала, хотя и на большем расстоянии от центра, чем радиус уже обследованного района. Съемка площади около 20 000 км<sup>2</sup> будет закончена в течение ближайших двух-трех лет. Если в этом случае пятен массивного выпадения вещества Тунгусского метеорита, соизмеримых с масштабом явления, найдено не будет, это послужит, очевидно, еще одним поводом к пересмотру существующей физической теории Тунгусского явления в рамках кометной гипотезы или даже вне ее.

Необходимо отметить, что поиски мелкодисперсного вещества Тунгусского метеорита проводились и другими методами (спектральный анализ почвы и растений, шлиховое опробование и т. д.). В результате статистической обработки этих данных корреляционным методом Д. В. Демина [11] было показано, что концентрация некоторых химических элементов в природных объектах близ центра катастрофы значительно выше, чем в других местах. Однако эти элементы не характерны для объектов, изучаемых классической метеоритикой (например, локальное повышение содержания редкоземельных элементов, тяжелых элементов и т. д.). Данное обстоятельство, до сих пор не объяснено; есть основания думать [35], что в силу случайных обстоятельств центр катастрофы почти идеально совпал с центром древнего вулканического кратера, и это серьезным образом отразилось на геохимической обстановке района, затрудняя дальнейшее применение классических геохимических методик к поискам вещества Тунгусского метеорита.

### **НАРУШЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ПОЧВ В РАЙОНЕ ЦЕНТРА ТУНГУССКОЙ КАТАСТРОФЫ**

В 1969 г. А. П. Бояркиной и С. Д. Сидорасом было описано резкое изменение палеомагнитных свойств почв в районе эпицентра Тунгусского метеорита [33]. Отмеченные нарушения касаются ряда параметров, характеризующих палеомагнитные свойства образцов, и в особенности вектора намагниченности, дисперсия которого в окрестностях эпицентра резко увеличена.

Теория этого явления пока отсутствует, хотя связь его с Тунгусским падением, по-видимому, обоснованна. Скорее всего, оно представляет собой следствие причины, породившей и геомагнитный эффект Тунгусского взрыва, зарегистрированный в Иркутске. Очень вероятно, что в момент тунгусского взрыва на поверхность Земли в месте падения наложилось мощное магнитное поле, которое и запечатлелось в изменении палеомагнитных свойств почвы. В связи с этим имеет смысл обратить внимание на полузабытую ныне гипотезу В. Соляника [34] об электрических явлениях, сопровождающих пролет и падение крупных болидов, в том числе и Тунгусского метеорита. Все сомнения, дальнейшее изучение природы нарушенных палеомагнитных свойств почв района Тунгусской катастрофы даст ценную дополнительную информацию для понимания физики этого явления.

\* \* \*

Мы остановились лишь на некоторых аспектах Тунгусской проблемы, разработка которых наиболее перспективна для создания общей теории явления. Очень вероятно, что в дальнейшем на первый план выступят и другие направления, такие как исследование природы локального геомагнитного возмущения, связанного с Тунгусским взрывом, и дешифровка комплекса аномальных оптических явлений в атмосфере Земли с 30 июня по 2 июля 1908 г.

Мы намеренно не входим здесь в дискуссию о природе Тунгусского метеорита. Нам представляется очевидным, что ни одна из альтернативных точек зрения, объясняющих это явление (кометная гипотеза Астаповича — Уиппла — Фесенкова и «ядерная» концепция Золотова), как рабочие модели не исчерпали себя. В то же время полагать, что решение будет найдено непременно в рамках устоявшихся вариантов этих гипотез, было бы излишне оптимистичным.

Фактический материал, накопленный за последние годы, позволяет думать о необходимости пересмотра теоретических основ и той, и другой гипотез. В частности, неясно, в какой мере выдержит кометная гипотеза те трудности, с которыми она столкнется в случае окончательного подтверждения малого угла наклона траектории, не говоря уже об особенностях спектра излучений Тунгусского взрыва и центрированности повала деревьев, о чем речь шла выше. С другой стороны, хорошо обоснованное сейчас представление о постепенном разрушении Тунгусского тела на последнем этапе его траектории создает очень серьезные трудности для «ядерной» концепции А. В. Золотова.

Все это является закономерным следствием накопления новых, принципиально важных фактов. Их проверка, подтверждение и детализация — вопрос ближайших двух-трех лет. Соз-

дается впечатление, что впервые за историю изучения этого явления возникают условия для проведения *experimentum crucis* одновременно по нескольким направлениям, после чего, наконец, предпосылки, необходимые для построения его исчерпывающей физической теории.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Анфиногенов Д. Ф. О Тунгусском метеоритном дожде.— В кн.: метеоритики. Новосибирск, 1966, с. 20—22.
2. Астапович И. С. Метеорные явления в атмосфере Земли. М., Физматгиз, 1958, 640 с.
3. Бояркина А. П., Демин Д. В., Зоткин И. Т., Фаст В. Г. Изучение ударной волны Тунгусского метеорита по вызванным им разрушениям леса.— В кн.: Метеоритика. Вып. 24. М., «Наука», 1964, с. 112—128.
4. Бронштэн В. А., Бояркина А. П. Расчеты воздушных волн Тунгусского метеорита. См. наст. сб.
5. Васильев Н. В. О влиянии пожара, вызванного падением Тунгусского метеорита, на лес.— В кн.: Горение и пожары в лесу. Красноярск, 1973, с. 223—227.
6. Васильев Н. В., Журавлев В. К., Ковалевский А. Ф., Плеханов Г. Ф., Журавлева Р. К. Ночные светящиеся облака и оптические аномалии, связанные с падением Тунгусского метеорита. М., «Наука», 1965, 109 с.
7. Васильев Н. В., Журавлев В. К., Львов Ю. А., Плеханов Г. Ф., Фаст В. Г. Изучение проблемы Тунгусского метеорита комплексной самостоятельной экспедицией.— В кн.: Итоги исследований по математике и механике за 50 лет. 1917—1967. Томск, 1967, с. 137—149.
8. Васильев Н. В., Журавлев В. К., Львов Ю. А., Плеханов Г. Ф. Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 110—117.
9. Васильев Н. В., Львов Ю. А., Вронский Б. И., Ваулин П. П., Грязнова С. Н., Менявцева Т. А., Иванова Г. М. Поиски вещества Тунгусского метеорита в 1968 — 1970 гг. — В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 11—12.
10. Воробьев В. А., Ильин А. Г., Шкута Б. Л. Изучение термических поражений веток лиственниц, переживших Тунгусскую катастрофу.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 110—117.
11. Демин Д. В. Алгоритм статистической оценки параметров Тунгусского падения по данным наземных наблюдений.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 235—236.
12. Долгов Ю. А., Гришин Ю. А., Шугурова Н. А., Лаврентьев Ю. Г. О химическом составе сферул из района падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 49.
13. Драгавцев Ю. А., Лаврова Л. А., Плеханова Л. Г. Эколого-генетический анализ линейного прироста сосны обыкновенной в районе Тунгусской катастрофы 1908 г. См. наст. сб.
14. Журавлев В. К. К оценке световой энергии тунгусского взрыва.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 120—122.
15. Зенкин Г. М., Ильин А. Г. О лучевом ожоге деревьев в районе взрыва Тунгусского метеорита.— В кн.: Метеоритика, Вып. 24. М., «Наука», 1964, с. 129—140.

16. Золотов А. В. Некоторые данные по исследованию образцов растений в районе Тунгусской катастрофы 1908 г.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 140, № 1, с. 103—106.
17. Золотов А. В. О радиоактивности образцов Тунгусских деревьев.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 168—172.
18. Золотов А. В. Проблема Тунгусской катастрофы 1908 г. Минск, 1969, 202 с.
19. Зоткин И. Т. Об аномальных оптических явлениях в атмосфере, связанных с падением Тунгусского метеорита.— В кн.: Метеоритика. Вып. 20. М., «Наука», 1961, с. 40—53.
20. Зоткин И. Т. Траектория и орбита Тунгусского метеорита.— В кн.: Метеоритика. Вып. 27. М., «Наука», 1966, с. 109.
21. Ильина Л. П., Сливина Л. М., Демин Д. В., Журавлев В. К., Потехина Л. Н., Левченко М. Н., Вронский Б. И., Егоршин О. А., Иванова Г. М. Результаты спектрального анализа проб почвы из района Тунгусского падения.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 25—27.
22. Кириченко Л. В. К вопросу образования локального следа выпадений от взрыва космического тела в 1908 г.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 28.
23. Ковалевский А. Ф., Резников Н. В., Снопов Н. Г., Журавлев В. К., Ошаров А. Б. Некоторые данные о распределении химических элементов в почвах и растениях в районе падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 1, Томск, 1963, с. 125—133.
24. Колесников Е. М., Лаврухина А. К., Фисенко А. В. Экспериментальная проверка гипотез аннигиляционного и термоядерного характера Тунгусского взрыва 1908 г.— «Геохимия», 1973, № 8, с. 1115—1121.
25. Колесников Е. М., Лаврухина А. К., Фисенко А. В. Новый метод проверки гипотез аннигиляционного и термоядерного характера Тунгусского взрыва 1908 г. См. наст. сб.
26. Кринов Е. Л. Тунгусский метеорит. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949, 195 с.
27. Кринов Е. Л. Основы метеоритики. М., Гостехтеориздат, 1955, 391 с.
28. Львов Ю. А., Васильев Н. В., Антонов И. В., Грешин Ю. А., Ваулин П. П., Меняйцева Т. А. Методы выделения космического вещества из природных объектов. Новосибирск, 1971, 8 с.
29. Маслов Е. В. К вопросу о высоте и мощности взрыва Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 1. Томск, 1963, с. 105—112.
30. Мехедов В. Н. О радиоактивности золы деревьев в районе Тунгусской катастрофы. Дубна, Препринт ОИЯМ, 1967, № 6, с. 3311.
31. Пасечник И. П. Предварительная оценка параметров взрыва Тунгусского метеорита 1908 года по сейсмическим и барографическим данным.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 31—35.
32. Плеханов Г. Ф., Васильев Н. В., Журавлев В. К., Ковалевский А. Ф. О геомагнитном эффекте взрыва Тунгусского метеорита.— «Изв. высших учебных заведений. Физика», 1960, № 2, с. 236, 237.
33. Сидорас С. Д., Бояркина А. П. Палеомагнитные исследования в районе падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 39.
34. Соляник В. И. Метеорит и электрическое поле.— «Юный техник», 1959, № 3, с. 64, 65.
35. Сапронов Н. Л., Соболенко В. М. Некоторые черты геологического строения Куликовского палеовулкана нижнетриасового возраста (район падения Тунгусского метеорита 1908 г.). См. наст. сб.
36. Тресков А. К вопросу о сейсмических волнах, сопровождавших па-

- дение Тунгусского метеорита 30 июня 1908 г.— «Астрономич. ж.», 1934, т. 11, вып. 6, с. 597—599.
37. Фаст В. Г. К определению эпицентра взрыва Тунгусского метеорита по характеру вывала леса.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 1. Томск, 1963, с. 97—104.
  38. Фаст В. Г. Статистический анализ параметров Тунгусского вывала.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Томск, 1967, с. 40—61.
  39. Фаст В. Г. Оптические явления, связанные с падением Тунгусского метеорита, и кометная гипотеза.— В кн.: Материалы 2-й научной конференции по математике и механике. Вып. 2. Томск, 1972, с. 27, 28.
  40. Фаст В. Г., Бояркина А. П., Бакланов М. В. Разрушения, вызванные ударной волной Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 62—105.
  41. Фаст Н. П., Павлова Л. В. О возможном ветре на высотах 30 июня 1908 года в районе падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 42, 43.
  42. Флоренский К. П. Предварительные результаты Тунгусской метеоритной комплексной экспедиции 1961 г.— В кн.: Метеоритика. Вып. 23. М., «Наука», 1963, с. 3—29.
  43. Флоренский К. П. Проблемы космической пыли и современное состояние изучения Тунгусского метеорита.— «Геохимия», 1963, № 3, с. 284—296.
  44. Фесенков В. Г. О природе Тунгусского метеорита.— В кн.: Метеоритика. Вып. 20. М., «Наука», 1961, с. 27—31.
  45. Фурьев В. В. Лесные пожары района падения Тунгусского метеорита. См. наст. сб.
  46. Цикулин М. А. Ударные волны при движении в атмосфере крупных метеоритных тел. М., «Наука», 1969, 86 с.
  47. Эпиктетова Л. Э. Показания очевидцев падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 44, 45.
  48. Cowan C., Atluri C. R., Libby W. F. Possible antimatter content of the Tunguska meteor of 1908.— «Nature», 1965, v. 206, p. 4987.
  49. Whipple F. J. The Great Siberian Meteor and the waves, seismic and aerial, which it produced.— «Quart. Journal of the Royal Meteorological Society», 1930, v. 56, p. 236.
  50. Whipple F. J. W. On the Phenomena related to the Great Siberian Meteor.— «Quart. J. of the Royal Meteorological Society», 1934, v. 60, p. 505.
-

## НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КУЛИКОВСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНА НИЖНЕТРИАСОВОГО ВОЗРАСТА

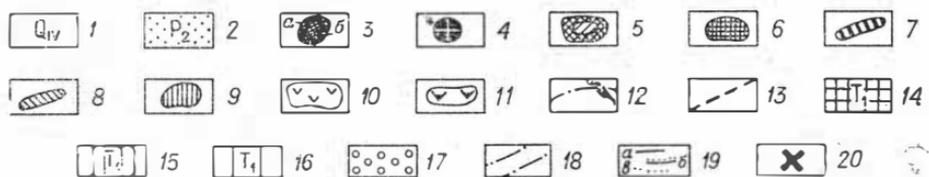
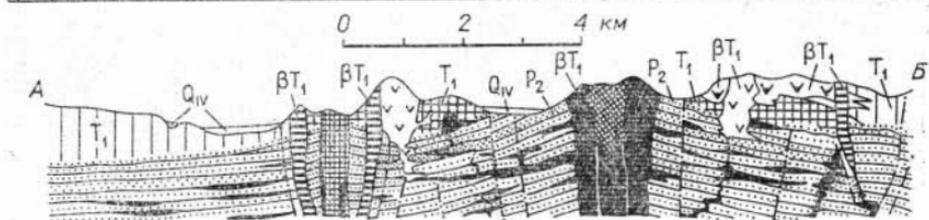
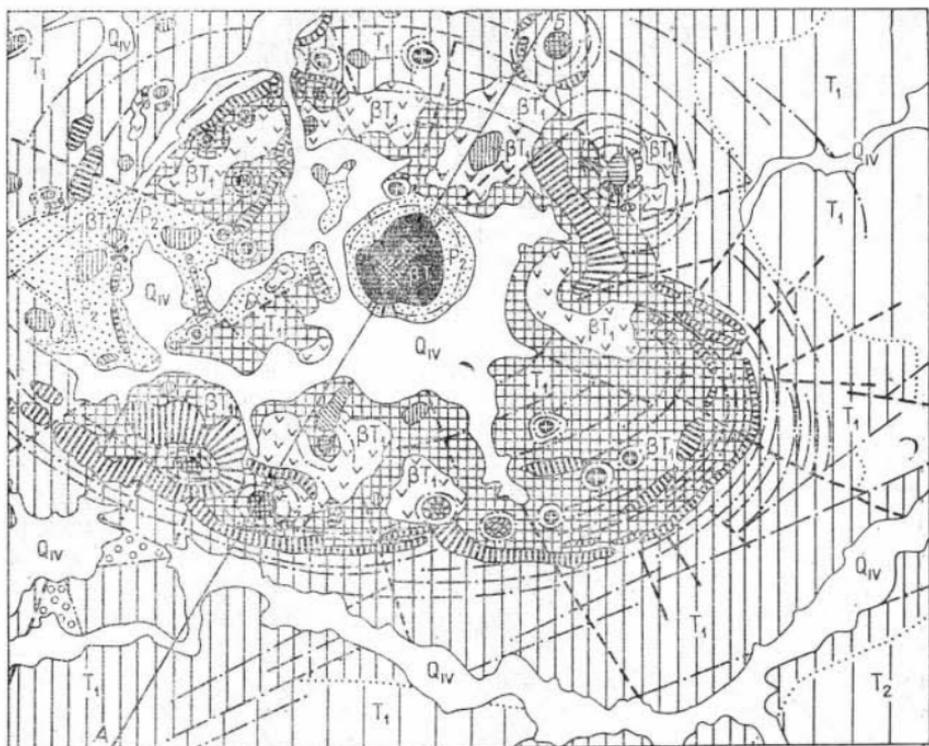
(район падения Тунгусского метеорита в 1908 г.)

Район падения Тунгусского метеорита в 1908 г., расположенный в южной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы, на водоразделе верховьев рек Кимчу и Хушма, затаежен, плохо обнажен и пока мало изучен. Дешифрирование аэрофото-материалов и сделанных нами летом 1972 г. наземных наблюдений позволило обнаружить здесь палеовулкан центрального типа нижнетриасового возраста (см. рисунок), который назван Куликовским. Он достаточно глубоко эродирован, и в настоящее время его корневая зона доступна изучению в пределах верхнего интеркрустального (Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. М., «Наука», 1971) яруса. Для нее характерно сочетание субвулканических тел долеритов и пирокластических образований — реликтов суперкрустальной постройки.

В центральной части палеовулкана (район горы Стойковича и к западу от нее) к дневной поверхности выведены терригенные отложения служившие фундаментом наземного вулканического сооружения и представленные полимиктовыми и полевошпат-кварцевыми гравелито-песчаниками, мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевrolитами. По аналогии с соседними, более детально изученными районами, эти осадки относятся к пеляткинской свите верхней перми.

Породы реликтов суперкрустальной постройки и ее фундамента запечатлели следы перемещения магматических расплавов к дневной поверхности — деформация отложений фундамента в виде купола, развитая система синвулканических кольцевых и радиальных разрывных нарушений, наличие реликтов выходных кадалов разного порядка и широкое распространение субвулканических тел долеритов. Эти элементы строения палеовулкана имеют закономерное, подчиненное единой геометрической схеме пространственное расположение и могут рассматриваться как каркас его конструкции.

В фокусе радиальных и кольцевых синвулканических разрывов, совпадающем с максимумом блоково-купольного поднятия пород фундамента палеовулкана, расположено примерно цилиндрическое тело долеритов горы Стойковича, очертания которого в плане изометричные, диаметр 1,4—1,8 км, строение концентрическое.



### Схема строения Куликовского палеовулкана нижнетриасового возраста.

1 — современные озерно-болотные и аллювиальные отложения; 2 — фундамент суперкрупной постройки: гравелито-песчаники, полевошпат-кварцевые песчаники, алеволиты верхней перми (пеляткинская свита). Карнас конструкции палеовулкана неки: 3 — центральный, сложенный долеритами (а) и разуплотненными породами (б); побочных выводящих каналов; 4 — простые, сложенные долеритами; 5 — сложные, состоящие из долеритов и туфов базальтового состава; 6 — сложные агломерато-лапиллиевыми туфами базальтового состава; 7 — вулканические тела долеритов; 8 — конические дайки; 9 — радиальные дайки; 10 — штокообразные тела; 11 — сложной формы; 12 — по форме приближающиеся к силлам; 13 — синвулканические разрывные нарушения; 14 — кольцевые; 15 — радиальные. Фации пирокластических образований: 16 — околожерловой зоны; 17 — промежуточной зоны; 18 — удаленной зоны; 19 — метасоматические образования — карбонатизация площадного характера; 20 — зона трещиноватости; 21 — границы геологических тел (а), несогласного залегания отложений (б), групп вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, принадлежащих разным фаціальным зонам (в); 22 — эпицентр взрыва Тунгусского космического явления по вывалу леса.

Внешняя зона, имеющая вид неправильного кольца, сложена мелкозернистыми долеритами с глыбовой, призматической и псевдосферической отдельностью. Внутри него располагаются, очевидно, более мягкие породы, поскольку на дневной поверхности у этой части тела наблюдается чашеобразное понижение, частично заполненное в настоящее время суглинками с галькой кварцитов, кремней и неокатанных обломков долеритов, туфов и окварцованных песчаников. По положению в общей схеме конструкции палеовулкана, форме и особенностям строения данное тело классифицируется как центральный некк, принадлежащий главному выводному каналу. В этом аспекте определенный интерес представляет обнаруженная Д. Ф. Анфиногеновым в депрессии горы Стойковича глыба кварцитизированного гравелито-песчаника, известная под названием «камня Янковского», которая, очевидно, является термально переработанным отторжением пород фундамента палеовулкана, вынесенным к дневной поверхности по центральному каналу.

В рельефе центральный некк выделяется в виде горы, имеющей форму усеченного конуса.

Вокруг центрального некка по кольцу диаметром от 10 до 12 км и шириной до 3 км расположены реликты побочных выводных каналов, серия конических даек, штокообразных и неправильных по форме субвулканических тел долеритов, размещение которых контролируется системой кольцевых трещин. В рельефе эта зона хорошо выделяется в виде замкнутой гряды.

Побочные выводные каналы по строению разделяются на два типа. Первый представляет собой небольшие (от 0,3 до 0,8 км в поперечнике) некки долеритов, расположенные в фокусе соответствующих им кольцевых и радиальных трещин. Строение их обычно простое и лишь на юго-востоке палеовулкана встречен некк, по строению аналогичный центральному. Конические дайки в строении побочных выводных каналов первого типа участвуют редко.

Второй тип представлен туфовыми некками, вокруг которых концентрически расположены кольцевые нарушения и системы конических даек. Нередко от туфового некка расходятся радиальные трещины. Некки имеют в плане округлые очертания с диаметром не выше 200—300 м. Сложены они несортированными агломерато-лапиллиевыми, лапиллиевыми и лапиллиево-гравийными туфами базальтового состава и насыщены маломощными секущими телами долеритов. Для последних характерны шарово-скорлуповая отдельность и концентрическое строение шаров, миндалекаменная текстура и очень тонкая зернистость пород. Эти тела группируются чаще всего в периферических частях некков и реже встречаются во внутренних, иногда мелкими жилами внедряясь в отложения, вмещающие некки. В теле таких долеритов на Чургиме были встречены ксенолиты перекристаллизованных углистых алевродитов.

Туфы некков представлены лито-витрокластическими разностями — в составе обломков преобладают витробазальты и измененное стекло, которые нередко гидротермально изменены — цеолитизированы и карбонатизированы.

Некки побочных выводных каналов прорывают и деформируют слои пирокластических образований, конструктивно относящихся к крыльям конуса Куликовского палеовулкана, что можно наблюдать в обнажении, расположенном на правом борту долины руч. Чургим в 1300 м от его устья. Здесь отчетливо видно, как на контакте с некком слои вмещающих его туфов и туфопесчаников имеют углы падения  $35-40^\circ$ , что свидетельствует о более позднем функционировании побочных выводных каналов.

Конические дайки долеритов оконтуривают по периферии как палеовулкан в целом, так и туфовые некки побочных выводных каналов, и обычно имеют вид дугообразно изогнутых тел протяженностью от нескольких сот метров до 2—7 км и мощностью от 1 до 500 м. Иногда дайки располагаются в несколько рядов. Падение тел почти вертикальное с небольшим наклоном в сторону центрального некка. Часть даек состоит из очень тонкозернистых долеритов, имеющих шарово-скорлуповатую отдельность с диаметром шаров от 3 до 15 см и внутренним зональным строением. Породы других хорошо раскристаллизованы и обладают глыбовой псевдошаровой или призматической отдельностью, часто наблюдающейся одновременно в разных частях одного тела. Воздействие долеритов на вмещающие породы незначительно и выражается в образовании маломощных (1—2 см) зон закалки, ороговения и отбеливания. В отдельных случаях экзоконтактные изменения фиксируются в зоне шириной до 2—3 м.

Субвулканические тела штокообразной и сложной формы пространственно тяготеют к зоне конических даек; слагающие их долериты хорошо раскристаллизованы и имеют массивный облик.

Субвулканические тела, по форме близкие к силлам, встречаются относительно редко и размещены в породах фундамента вулканического сооружения, редко — в нижних частях постройки.

Таким образом, каркас конструкции палеовулкана имеет форму несколько сужающегося книзу цилиндра, осью которого является центральный некк горы Стойковича. Побочные выводные каналы совмещены с зоной конических даек, а их положение контролируется системой кольцевых трещин. Намечается закономерность в пространственном размещении тел долеритов, различающихся по минеральному составу. Нормальные и слабо дифференцированные долериты встречаются главным образом в составе некков и субвулканических тел в форме силлов в осевых частях палеовулкана и его побочных выводных каналов.

Дифференцированные долериты залегают в форме даек, штокообразных и сложных тел и сосредоточены преимущественно на периферии каркаса палеовулкана в зоне конических даек. Дешифрирующиеся взаимоотношения тел долеритов позволяют предполагать не менее трех этапов поступления магматических расплавов.

Преобладающим типом действия палеовулкана являлись эксплозии, основным объемом продуктов его деятельности — пирокласты базальтового состава. С момента поступления на дневную поверхность и до захоронения ювенильный материал эксплозий прошел сложный путь экзогенного преобразования, в результате за время деятельности палеовулкана накопилась толща разнообразных туфов, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. По принятой для данного региона стратиграфической шкале она отвечает уровню тутончанской и корвунчанской свит нижнего триаса.

Рассматриваемая толща имеет сложное строение. Это вызвано, с одной стороны, тем, что существовали пространственно сближенные центральный и побочные выводящие каналы, действовавшие в разное время, а зоны осаждения поставляемого ими материала перекрывались. С другой стороны, пирокластический материал в процессе седиментации дифференцировался по гранулометрическому составу и трансформировался под воздействием экзогенных факторов.

При комплексном учете особенностей поступления и накопления продукты деятельности палеовулкана разделяются на группы пород, относящиеся в фациям околожерловой, промежуточной и удаленной зон. В общих чертах устанавливается концентрическое (по отношению к палеовулкану) размещение выделенных групп пород.

На площади, оконтуренной зоной конических даек, распространены агломерато-лапиллиевые, лапиллиевые и гравийные, в меньшей степени псаммитовые, алевролитовые и пелитовые ювенильные туфы базальтового состава, имеющие серую, зелено-желтую, редко зеленовато-голубую окраску. Для отложений, накопившихся в результате эксплозий и почти не подвергавшихся экзогенной переработке, характерно отсутствие слоистости или очень неясное выражение ее, плохая сортировка обломков по гранулометрическому составу. Они относятся к фации о к о л о ж е р л о в о й зоны и слагают реликты центральной части наземного сооружения.

С внешней стороны зоны конических даек распространены лапиллиевые, гравийные, псаммитовые и пепловые туфы и туффиты, образования типа грязевых потсков, туфопесчаники и туфоалевролиты. Часто отмечаются пересотложенные туфы, широко распространены пизолитовые разности. Нередко в породах наблюдается шаровая отдельность. На плоскостях напластования в туфопесчаниках и туфоалевролитах иногда фиксиру-

ются знаки ряби. Окраска пород пестрая — темно-серая, серая, зелено-серая, желто-зеленая, желтая, красная.

Характерными чертами строения толщи, сложенной ими, является параллельная и линзовидная слоистость, частая смена одних типов пород другими по разрезу, простиранию и падению. Фиксируются многочисленные местные перерывы в накоплении материала, устанавливаемые по волнистой поверхности подстилающего слоя, постепенному заполнению этих неровностей вышележащими осадками и по иногда присутствующим маломощным корам выветривания.

Падение толщи в общих чертах направлено радиально от центрального нека, причем наиболее крутые углы (до 6—8°) наблюдаются вблизи зоны конических даек, а по мере удаления от нее они постепенно становятся положе. В этом же направлении наблюдается сокращение мощности отдельных горизонтов пород. Эти отложения накапливались на крыльях вулканического конуса и относятся к фации промежуточной зоны.

Все перечисленные особенности их состава, строения и залегания можно наблюдать в обнажениях, расположенных на р. Хушме между устьями ручьев Чургим и Угакит.

Псаммитовыми и пепловыми туфами, туфопесчаниками и туфоалевролитами представлен комплекс осадков, образовавшийся по кольцу на значительном расстоянии от палеовулкана и относящийся к фации удаленной зоны. Для него характерна хорошая сортировка обломочного материала и четкая слоистость. Нередко встречаются пизолитовые образования. Породы часто обладают шаровой отдельностью, на плоскостях напластования отмечаются знаки ряби. Обломки имеют явные следы водной транспортировки. Окраска пород зеленая, желтая, серая, темно-серая, голубоватая, редко фиолетово-бурая и красная.

Закономерности в пространственном размещении продуктов вулканической деятельности и особенности строения сложенных ими комплексов осадков показывают, что источником импульсивного поступления материала являлся Куликовский палеовулкан. Ювенильный материал поставляли многократные эксплозии разной энергетической мощности. Продукты эксплозивных выбросов распределялись относительно эруптивного центра от более крупнообломочных и несортированных вблизи к хорошо сортированным мелкообломочным и пепловым на удалении. Одновременно с эксплозиями и в перерывах между ними под действием экзогенных факторов материал сносился с относительно высоких геоморфологических уровней и отлагался на более низких. Это привело к возникновению широкой гаммы пород: разнообразных переотложенных туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, образований типа грязевых потоков, которые накапливались, начиная с крыльев вулкани-

ческой постройки, и широким плейфом распространялись далеко за ее пределы.

Захоронение продуктов вулканической деятельности происходило как в наземной, так и в водной обстановке.

В итоге выделенные фации вулканических образований в настоящее время отображают суммарный результат жизни палеовулканического аппарата; сочленение соответствующих им групп пород имеет сложный пальцеобразный характер, а проведение границ между ними представляет значительную трудность.

Метасоматические образования, распространенные на данной территории и тесно связанные с вулканической деятельностью, по форме локализации разделяются на площадные (объемные) и жильные; последние наиболее хорошо изучены и весьма часто встречаются в обнажениях по бортам долины р. Хушмы. Здесь в форме простых и сложных ветвящихся жил мощностью от 1 до 20 см встречаются кальцит, исландский шпат, цеолиты, халцедон, агат, горный хрусталь, аметист, пирит. Жилы, как правило, имеют зональное строение. В зальбандах обычно наблюдаются цеолиты, а внутренние части состоят из остальных минералов.

Сведения о площадных метасоматических образованиях из-за плохой обнаженности характеризуемой территории крайне ограничены, поэтому об их наличии можно судить лишь по косвенным признакам, к которым относятся образования типа вторичных кварцитов, участки распространения ноздреватых сахаровидных карбонатных пород с реликтами туфовой структуры и многочисленными жилами гипса, широкое развитие цеолит-карбонатной минерализации в туфовых некках, присутствие в шлихах (по данным М. М. Доренского) рутила, корунда, флюорита, силлиманита, кианита, андалузита, самородного свинца, наличие в составе аллювия большого количества неокатанных обломков красных и желтых кремней и желваков халцедона. Все это позволяет предполагать наличие зон пород, подвергшихся сольфаторной аргиллизации и вторичному окварцеванию.

В заключение следует сказать, что Куликовский палеовулкан является лишь частью крупного кольцевого тектоно-вулканического комплекса, расположенного северо-западнее рассмотренной территории.

## ОБ УДАРНЫХ ВОЛНАХ ПРИ ПОЛЕТЕ И ВЗРЫВЕ МЕТЕОРИТОВ \*

При полете метеоритных тел в атмосфере и столкновении их с Землей или другими планетами имеют место различные физические явления, сопровождающиеся возникновением ударных волн. Движение метеоритов с гиперзвуковой скоростью создает вблизи их поверхности очень высокие температуры и давления, и здесь существенную роль играет излучение. Взаимодействуя с плотными слоями атмосферы, метеоритные тела оплавляются, испаряются и разрушаются, при этом могут возникать процессы взрывного характера.

В настоящей работе рассматриваются некоторые аспекты проблемы полета, взрыва и удара метеоритов.

Работа носит в известной степени обзорный характер.

**Влияние излучения на гиперзвуковое обтекание затупленных тел.** При полете метеоритного тела с гиперзвуковой скоростью его поверхность подвергается воздействию мощных лучистых тепловых потоков, эффективность которого определяется высотой, скоростью полета и геометрическими размерами тела.

При теоретическом исследовании и расчете гиперзвукового обтекания тел потоком излучающего газа перенос лучистой энергии рассматривается за счет ее испускания, поглощения и рассеяния частицами газа; при этом обычно предполагается наличие локального термодинамического равновесия. В результате система уравнений газовой динамики существенно усложняется уравнениями энергии и переноса лучистой энергии, а также введением в граничные условия задачи условий для поля излучения, зависящих от оптических свойств границы. Поскольку система уравнений радиационной газовой динамики является интегро-дифференциальной, это создает исключительные трудности при ее решении даже численными методами и делает необходимым введение упрощенных моделей при рассмотрении уравнения переноса, простейшей из которых являет-

---

\* Статья написана на основе доклада, сделанного на XV метеоритной конференции (29 мая — 2 июня 1972 г.) в г. Калуге.

ся модель оптически тонкого слоя газа (объемное высвечивание), не учитывающая поглощения.

Эта модель, хотя и завышает количественную роль излучения, однако дает качественно правильные результаты и полезна при общем анализе влияния излучения. Приведем некоторые данные, полученные В. Н. Фоминим [28] в рамках модели объемного высвечивания

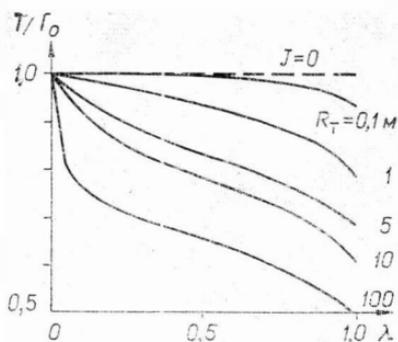


Рис. 1.

для тел сферической формы в гиперзвуковом потоке воздуха.

Рассмотрим сначала влияние размеров тела при постоянной высоте ( $H=40$  км) и скорости ( $v_\infty=10,6$  км/с) полета на изменение температуры  $T$  в ударном слое вдоль оси течения (рис. 1). Здесь используются нормированные переменные  $T/T_0$  ( $T_0$  — температура за прямым скачком),  $\lambda=(R_b - R)/(R_b - R_T)$ , где  $R_b$  — радиус ударной волны;  $R_T$  — радиус тела; таким образом,  $\lambda=0$  отвечает ударной волне,  $\lambda=1$  — поверхности тела. Штриховой линией показано изменение температуры при отсутствии излучения ( $J=0$ ).

При увеличении радиуса тела растет время движения газа в ударном слое, что усиливает эффект радиационного охлаждения. При малых радиусах сферы температура падает в основном вблизи поверхности тела, а при больших — непосредственно за ударной волной, т. е. профили температуры изменяются.

Форма ударной волны для различных радиусов сферы  $R_T$ , а также изменение расстояния отхода ударной волны  $\epsilon$  в зависимости от координаты  $S$  вдоль поверхности сферы представлены на рис. 2. Излучение приводит к заметному сокращению расстояния отхода ударной волны, так как при этом в ударном слое растет плотность из-за падения температуры. Указанный эффект увеличивается с ростом радиуса тела.

Распределение температуры вдоль оси в ударном слое в зависимости от высоты полета  $H$  при фиксированных значениях скорости ( $v_\infty=10,2$  км/с) и радиуса сферы ( $R_T=2,3$  м) показано на рис. 3. На меньших высотах падение температуры за баллистической ударной волной становится более сильным. Отметим, что с увеличением скорости полета при фиксированных высоте полета, радиусе сферы происходит более интенсивное охлаждение газа поперек ударного слоя.

При более точном подходе приближенно учитывается селективность излучения и поглощения по частотам, при этом реальный спектр частот разбивается на ряд интервалов, в пределах каждого из которых коэффициент поглощения считается постоянным. Обычно применяется метод сферических гармоник,

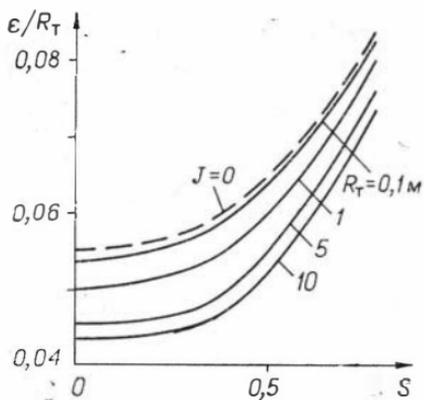


Рис. 2.

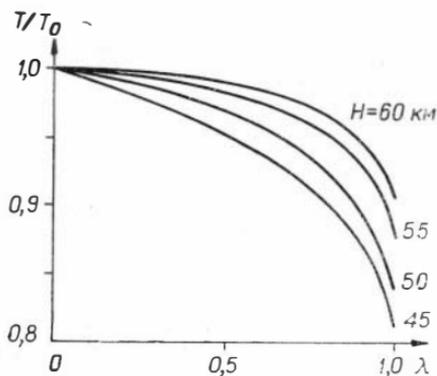


Рис. 3.

В котором интенсивность излучения представляется рядом по полиномам Лежандра, а уравнение переноса лучистой энергии сводится к эквивалентной бесконечной системе дифференциальных уравнений. Практически ограничиваются первым приближением метода сферических гармоник. Эта концепция использовалась для учета излучения в работе [2], где с помощью численного метода интегральных соотношений проведены расчеты течения вязкого и нетеплопроводимого газа за отошедшей ударной волной при гиперзвуковом полете сферических тел в воздухе и в смесях углекислого газа и азота.

Для расчета теплопередачи на теле в гиперзвуковом потоке при совместном действии конвективного и радиационного нагревов, где принимаются во внимание вязкость и теплопроводность газа, необходимо привлекать уравнения Навье — Стокса, поэтому большинство авторов ограничивалось рассмотрением только окрестности передней точки торможения на затупленном теле, где эти уравнения существенно упрощаются.

В работе [18] на основе упрощенных уравнений Навье — Стокса численное решение рассматриваемой задачи на всей лобовой поверхности затупленного тела получено методом конечных разностей с использованием двух спектральных моделей для коэффициента поглощения, позволяющих учесть излучение в непрерывном спектре и в спектральных линиях или только в непрерывном спектре. При вычислении лучистого потока использовалось приближение локально одномерного плоского слоя, когда ударный слой в каждом сечении заменялся плоским слоем с толщиной, равной расстоянию отхода ударной волны в данном месте. Течение воздуха за баллистической волной на лобовой части сферических тел различного радиуса рассчитывалось для широкого интервала условий входа в атмосферу Земли.

Приведем некоторые результаты, полученные с учетом излучения только в непрерывном спектре и относящиеся к случаю

обтекания с числом Маха  $M_\infty = 39$ , давлением  $P_\infty = 0,000437$  атм, температурой  $T_\infty = 257^\circ \text{K}$ .

Поведение теплового потока в точке торможения на сфере иллюстрирует рис. 4. Здесь построены в зависимости от радиуса тела  $R_T$  конвективный поток  $q_c$ , радиационный поток  $q_r$  с коротковолновой  $q_{r1}$  (при длине волн меньше  $1100 \text{ \AA}$ ) и длинноволновой  $q_{r2}$  (при длине волн больше  $1100 \text{ \AA}$ ) составляющими и суммарный тепловой поток  $q_c + q_r$ . Как видно, при малых радиусах тела доминирующую роль играет конвективный тепловой поток, при больших — радиационный тепловой поток за счет своей длинноволновой составляющей  $q_{r2}$ , поскольку в этом случае ударный слой сильно поглощает коротковолновое излучение и пропускает длинноволновое. При  $R_T \approx 0,7$  м суммарный тепловой поток в точке торможения минимальный.

При тех же условиях обтекания радиационный поток, перемещаясь от точки торможения вдоль лобовой поверхности сферы с  $R_T = 0,305$  м, уменьшается быстрее, чем конвективный, как показано на рис. 5, где величины этих потоков, отнесенные к их значениям в точке торможения, представлены в функции от полярного угла  $\vartheta$ .

#### Эффект нестационарности при полете тел в атмосфере.

При расчете траекторий тел, влетающих в атмосферу, обычно принимается гипотеза квазистационарности обтекания. В квазистационарном приближении на каждом шаге по времени рассчитывается стационарная картина течения около тела, соответствующая тому мгновенному значению числа Маха, которое получается при решении динамической (траекторной) задачи входа в атмосферу.

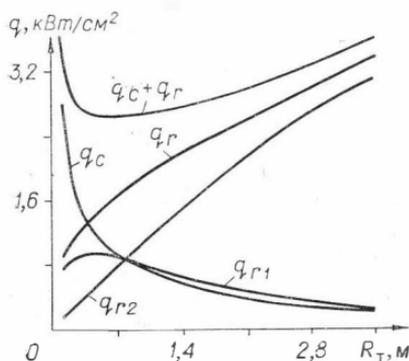


Рис. 4.

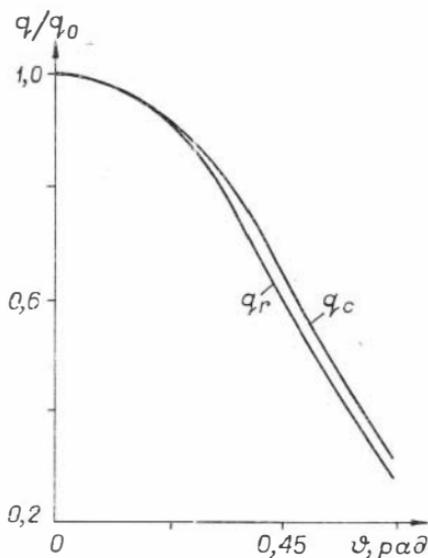


Рис. 5.

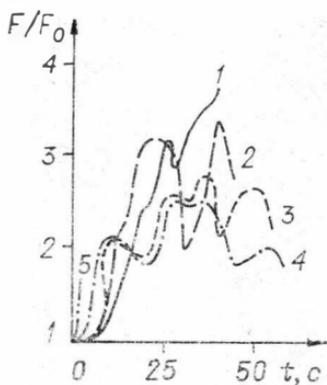


Рис. 6.

- 1 —  $H=98,5$  км,  $v_{\infty}=19,6$  км/с;  
 2 —  $H=91,5$  км,  $v_{\infty}=13,0$  км/с;  
 3 —  $H=91,0$  км,  $v_{\infty}=14,0$  км/с;  
 4 —  $H=91,2$  км,  $v_{\infty}=14,8$  км/с;  
 5 —  $H=72,5$  км,  $v_{\infty}=13,4$  км/с.

Точный учет нестационарности обтекания космических летательных аппаратов, входящих в атмосферу со второй космической скоростью, может изменять конечные параметры траектории на 1—2% [6]. Что касается метеоритов, то здесь проверка гипотезы квазистационарности при динамических расчетах, насколько нам известно, не проводилась, хотя здесь отрицательные ускорения могут достигать очень больших величин. В этом случае еще одним фактором, очень важным с точки зрения нестационарности режима обтекания, является изменение размеров и формы метеоритного тела. Даже за счет абляции метеорита площадь поперечного сечения тела может за короткий промежуток времени увеличиться в несколько раз. Для иллюстрации приведем экспериментальные данные изучения абляции и свечения метеоритов на моделях, обтекаемых гиперзвуковой струей высокотемпературной плазмы, производимой специальной установкой [31]. Модели представляли собой цилиндры со сферическим затуплением, причем некоторые из них были изготовлены из натурального каменного метеорита. Для такой модели на рис. 6 показано изменение площади  $F$  поперечного сечения в зависимости от времени  $t$  при условиях, соответствующих различным скоростям  $v_{\infty}$  и высотам  $H$  полета. Как видно, этот процесс является существенно нестационарным.

В гораздо большей степени эффекты нестационарности проявляются при взрывообразном распаде метеорита, когда размеры тела увеличиваются с огромной скоростью.

В связи с вышесказанным интересен расчет торможения метеорита в атмосфере с одновременным определением его аэродинамических свойств при нестационарном обтекании, что позволит проверить применимость гипотезы квазистационарности в данном случае. Такие расчеты по просьбе авторов были проведены в Вычислительном центре АН СССР В. Г. Грудницким по разработанной им методике.

Решение рассматриваемой нелинейной задачи о сверхзвуковом нестационарном обтекании затупленного тела вращения весьма трудоемко, так как на каждом шаге траектории необходимо интегрировать систему газодинамических уравнений, зависящих от трех переменных, при краевых условиях на ударной волне и на поверхности тела. Расчет проводится в трансзвуковой и сверхзвуковой зонах ударного слоя на лобовой части тела. Численное решение выполняется по специальной

конечноразностной схеме с введением переменных коэффициентов в разностных формулах, что дает возможность менять направление счета и избежать вырождения алгоритма на поверхности тела, являющейся характеристической поверхностью тока.

В качестве примера было рассчитано торможение в земной атмосфере сферического тела, имеющего радиус 1 м и плотность 3 г/см<sup>3</sup>. Было принято, что это тело входит в атмосферу на высоте 80 км со скоростью 30 км/с и движется вертикально вниз (в этом случае торможение тела наиболее интенсивное, а эффект нестационарности — наиболее выраженный). Расчет траектории с шагом 0,5 м проводился до падения тела на Землю.

Результаты расчета показаны на рис. 7, где построены по высоте  $H$  графики для времени полета  $t$ , скорости  $v$  и числа Маха  $M$ . При высоте от 80 до 30 км скорость тела почти не уменьшается, а число Маха меняется немонотонно, что объясняется соответствующим поведением температуры и скорости звука в этой области земной атмосферы. Сильное торможение тела происходит на участке от 20 до 10 км, где абсолютная величина ускорения достигает значений, более чем в 2000 раз превышающих ускорение силы тяжести.

Для оценки влияния нестационарности было рассчитано торможение тела в квазистационарном приближении. Из сравнения следует, что при нестационарном обтекании тела давление и плотность на его поверхности получаются несколько ниже, чем в квазистационарном случае, потому что в первом случае в каждой точке траектории сказывается влияние вышерасположенных и более разреженных слоев атмосферы. Таким образом, при точном учете нестационарности процесса обтекания сила аэродинамического сопротивления получается меньше и торможение происходит несколько медленнее.

Однако в рассчитанном примере нестационарность вносит поправки в траекторные характеристики около 1%. Это объясняется тем, что в данном случае в газодинамических уравнениях, несмотря на большие абсолютные величины ускорения, нестационарные члены были малы по сравнению со стационарными членами вследствие очень больших скоростей. В рассмотренном примере число Маха полета падает от 10,9

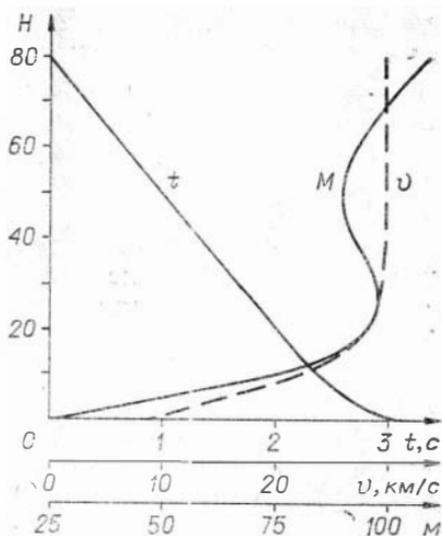


Рис. 7.

до 27, а в этом интервале изменение числа Маха очень слабо влияет на аэродинамические свойства затупленных тел.

Сейчас готовится проведение нестационарного расчета торможения тела в атмосфере, размеры которого в конце траектории резко увеличиваются. В этом случае, моделирующем взрывообразный распад метеорита, эффект нестационарности будет весьма существенным.

**О взрывных эффектах при взаимодействии тела с поверхностью Земли.** Эффекты, связанные с соударением метеоритов с поверхностью Земли (или другой планеты), привлекают большое внимание исследователей [1, 16, 20, 35].

При высокоскоростном соударении метеорита с грунтом метеоритное вещество быстро разогревается, разрушается проходящими ударными волнами и разлетается, напоминая взрыв. В результате выбрасывается грунт и образуется воронка — метеоритный кратер. Однако такие поверхностные взрывы происходят на Земле сравнительно редко, ибо не всякий метеорит достигает планеты, сохранив большую удельную кинетическую энергию; при этом интересно, сколько кинетической энергии метеорита уходит в грунт, а сколько — в верхнее полупространство. Этот вопрос не выяснен до конца, и его решение зависит от степени заглубления метеорита перед взрывом и других факторов. Теоретические оценки показывают, что около половины кинетической энергии метеорита расходуется на выброс частиц из кратера [35].

Между взрывом метеорита при ударе о поверхность планеты и контактным взрывом заряда на грунте (или при некотором заглублении) имеется определенная аналогия, хотя эти процессы и отличаются друг от друга. При сравнении падения метеорита и взрыва заряда на поверхности важную роль играет установление величины эквивалентной энергии взрыва, которая в настоящее время может быть определена лишь очень приближенно; во всяком случае, простое предположение о ее равенстве кинетической энергии падающего метеорита не всегда может быть оправдано.

Имея в виду указанную аналогию, обсудим некоторые полезные теоретические и экспериментальные результаты в случае взрыва заряда на поверхности раздела двух сред. Соответствующие гидродинамические задачи о взрыве или ударе зависят от двух геометрических переменных и времени, и теоретическое решение их возможно лишь с помощью численных методов. Однако здесь встречаются вычислительные трудности из-за большой деформации и перемещения вещества, поэтому для решения таких задач разрабатываются специальные численные схемы (например, различные типы схем с рассмотрением дискретных частиц в счетных ячейках), эффективность которых все-таки еще не позволяет получать хорошие количественные данные при больших временах рассчитываемого процесса.

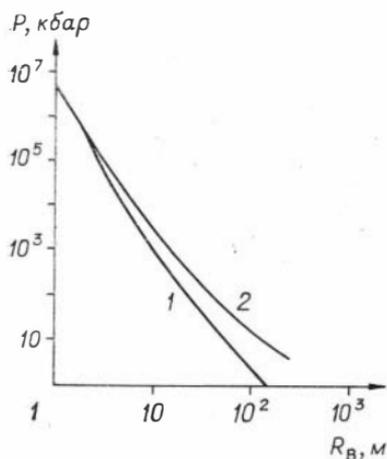


Рис. 8.

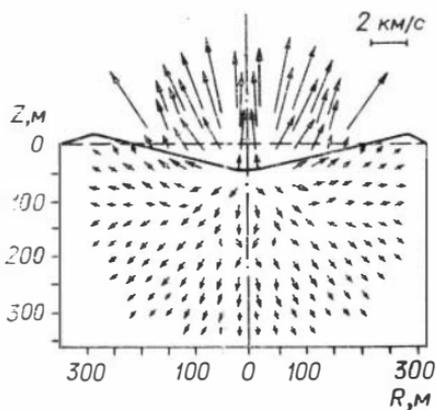


Рис. 9.

В настоящее время по обсуждаемой схеме опубликовано лишь ограниченное число работ, содержащих результаты высокоскоростного удара тела о деформируемую преграду [27, 36, 37].

В работе [33] проведены двумерные расчеты для ранней стадии динамики грунта в случае поверхностного взрыва заряда с энергией  $E_0 = 2$  Мт, произведенного в пористой горной породе (туф). Здесь использовалась гидродинамическая модель, т. е. грунт приближенно рассматривался как жидкость, что является оправданным лишь на ранней стадии процесса. На рис. 8 представлены рассчитанные давления  $P$  на ударной волне в зависимости от ее радиуса  $R_{в}$  при распространении волны в грунте в направлении как вдоль земной поверхности (кривая 1), так и по нормали к ней (кривая 2). Как видно, при наземном взрыве ударная волна в грунте затухает очень быстро в связи с уходом большей части энергии в воздух.

На рис. 9 воспроизводится рассчитанное векторное поле скоростей в грунте в момент времени  $t = 105$  мс после начала взрыва (масштаб скорости указан на графике). Верхний слой грунта выбрасывается в воздух со скоростями, достигающими 4,5 км/с (при  $t = 0,10$  мс максимальная скорость составляет около 50 км/с). Здесь показана также форма воронки, размеры которой сильно зависят от вида грунта, энергии и характера взрыва, в особенности от заглубления заряда. Приведем некоторые экспериментальные данные из работы [32], характеризующие геометрию воронки при взрыве с энергией заряда  $E_0 = 1$  кт для твердого скального грунта. При поверхностном взрыве радиус воронки около 10 м, а глубина около 4 м. Небольшое заглубление заряда, когда возрастает доля энергии, идущая вниз, приводит к увеличению этих параметров вдвое, а их максимальные значения при определенном заглублении

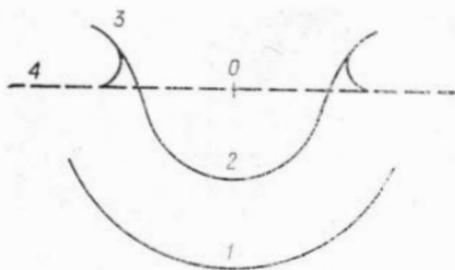


Рис. 10.

составляют 55 и 30 м соответственно. Поскольку метеориты перед взрывом могут проникать в грунт, то на размеры образующегося кратера будет существенно влиять глубина проникновения тела. В меньшей степени влияет величина энергии взрыва, от которой, согласно эмпирическим данным, глубина и радиус воронки зави-

сят по степенному закону с показателями 0,3 и 0,25.

Остановимся еще на краткой характеристике взрывов на воде. На рис. 10 изображена картина распространения возмущений при взрыве сферического заряда, центр  $O$  которого лежит на невозмущенной поверхности воды 4. Глубина слоя воды предполагается большей по сравнению с размером заряда и с динамической длиной  $r^0 = (E_0/p_0)^{1/3}$ , где  $E_0$  — энергия взрыва;  $p_0$  — начальное давление среды. На схеме внизу показана ударная волна 1, распространяющаяся по воде. В результате взрыва в воде возникает каверна, ограниченная поверхностью 2 и заполненная продуктами взрыва и парами воды. На рисунке видна также всплесковая волна 3. Построенная картина при взрыве с энергией  $E_0 = 1$  кт соответствует моменту времени около 5 мс после взрыва, при этом радиус каверны составляет приблизительно 9 м. С течением времени каверна растет и достигает максимального размера. В дальнейшем начнет играть роль сила тяжести, всплесковая волна упадет на поверхность воды, полость каверны захлопнется и в воздух на большую высоту выбросится мощная струя воды.

Рис. 10 основан на экспериментах [42], выполненных в Лос-Аламосской лаборатории (США). При использовании этих данных мы пересчитали расстояние  $R$  и время по формулам подобия:

$$R_2 = R_1 (E_{02}/E_{01})^{1/3}, \quad t_2 = t_1 (E_{02}/E_{01})^{1/3},$$

где индекс 1 относится к исходным данным, а индекс 2 — к моделируемому случаю.

Заметим, что в работе [42] помимо экспериментов проводились также двумерные нестационарные расчеты течения при взрыве сферического заряда, расположенного в воде у ее свободной поверхности. Упомянем еще другие расчеты [36, 43], где получены качественные картины движения жидкости при падении сферического тела в водоем.

Для исследования сложного поведения ударной волны при взрыве на поверхности раздела двух сред Л. В. Шуршаловым было получено решение модельной задачи о начальной стадии

развития взрыва за-  
глубленного заряда ко-  
нечных размеров на гра-  
нице двух идеальных  
сред.

Пусть на поверхно-  
сти раздела двух сред,  
различающихся только  
значениями начальной  
плотности и скорости  
звука, имеет место взрыв  
заглубленного заря-  
да. Предположим, что

детонация взрывчатого вещества произошла мгновенно и про-  
дукты взрыва заполняют объем заряда. Тогда в окрестности  
точки пересечения границы раздела двух сред и боковой по-  
верхности объема, содержащего продукты взрыва, в начальный  
момент  $t=0$  возникает следующая конфигурация: одно полу-  
пространство (например, левое) заполнено продуктами взрыва  
с большим давлением, а другое (правое) занято двумя различны-  
ми средами, на границе раздела которых и происходит взрыв.  
Требуется определить движение, развивающееся в последующие  
моменты.

На рис. 11 представлен пример расчета для случая, когда  
давление продуктов взрыва в 100 раз превышает давление  
в соседних средах, плотность верхней среды в десять раз меньше  
плотности нижней среды и все три значения показателя адиабаты  
 $\gamma_1=\gamma_2=\gamma_3=1,4$ . На графике показаны положения и формы  
ударных волн для трех моментов безразмерного времени  $\tau$ .  
Интересно отметить, что здесь образуется тройная конфигура-  
ция ударных волн.

Аналогичная картина развития процесса наблюдается в слу-  
чае (рис. 12), когда показатель адиабаты  $\gamma_1=\gamma_2=\gamma_3=7$ . Однако  
на этот раз ударная волна распространяется гораздо быстрее,  
чем в первом примере, из-за больших значений скорости звука

(этим же объясняется бо-  
лее высокая скорость рас-  
пространения ударной  
волны в среде с меньшей  
плотностью).

Рассчитанное течение  
обладает интересным свой-  
ством — автомодельным  
движением газа. Если  
приведенные графики пе-  
рестроить в автомодельных  
переменных  $R/\tau$  и  $Z/\tau$ , то  
кривые, отвечающие раз-

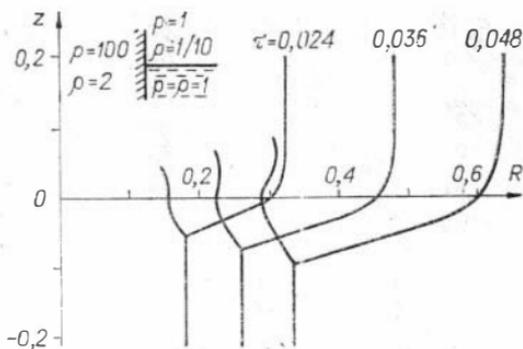


Рис. 11.

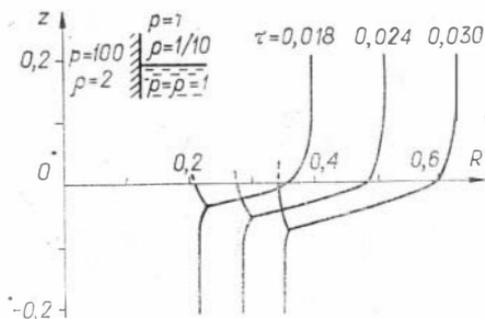


Рис. 12.

личным моментам времени, превратятся в одну кривую, имеющую универсальный характер. Аналогичным свойством обладают все другие характеристики течения.

**Модель взрыва метеоритного тела, летящего в атмосфере.** Перейдем к проблеме моделирования возникающей системы ударных волн, изучавшейся рядом других исследователей применительно к случаю падения и взрыва Тунгусского космического тела. Им были предложены различные типы моделей — с баллистической ударной волной [25, 29], со сферической взрывной волной [21], с комбинацией взрывной и баллистической волн [3, 7, 8]. Важность учета совместного действия взрывной и баллистической волн при исследовании повала леса в районе падения стала очевидной после работы И. Т. Зоткина и М. А. Цикулина [8], где проводилось экспериментальное моделирование Тунгусского взрыва и были получены картины вывала леса, напоминавшие фактическую. Вышеуказанные модели были призваны дать в первую очередь качественное объяснение последствий Тунгусского взрыва и не позволили детально описать распространение и воздействие на Землю ударных волн.

Существовала необходимость в построении такой рациональной теоретической модели системы ударных волн, возникающих при полете и взрыве метеоритов, которая давала бы возможность проводить надежный и достаточно полный численный расчет характеристик явления. Такая модель была создана авторами: первые конкретные результаты ее приложения были опубликованы в 1971 г. [14, 39] (см. также [15, 40]). Изложим суть этой модели, особенности ее практической реализации и метод решения соответствующей газодинамической задачи.

Полет метеоритов может протекать в условиях, когда резко изменяются скорость, размеры и форма тела и возможен взрывоподобный распад метеорита в конечной точке траектории. В этом случае систему воздушных волн представляется естественным моделировать системой волн, образующейся при взрыве полубесконечного цилиндрического заряда, ориентированного по траектории и имеющего переменную удельную энергию по длине. Такая модель позволяет, не вдаваясь в подробности физических процессов, происходящих с метеоритом, описать движение воздуха, вызванное его полетом и взрывом, и воздействие на поверхность планеты.

При практической реализации данной модели надо установить соответствие между характерными параметрами полета и взрыва метеорита и отвечающего им распределения энергии эквивалентного цилиндрического взрыва. В общем случае такое распределение энергии заранее неизвестно. Для его нахождения нужно решать обратную задачу, в которой искомое распределяется на основе каких-либо зарегистрированных последствий полета и взрыва метеорита (сейсмограмм, барограмм, наземных

разрушений и т. д.) так, чтобы после решения соответствующей модельной задачи получались аналогичные по своему характеру и размерам последствия. Решение обратной задачи требует расчета большого числа вариантов, различающихся значениями характерных параметров. Чтобы сократить число рассчитываемых вариантов, целесообразно предварительно оценить величины энергии.

Для оценки энергии модельного взрыва, отвечающей квазистационарному участку полета метеорита до взрыва, можно воспользоваться известной аналогией между течением газа при цилиндрическом взрыве и при гиперзвуковом обтекании соответствующих затупленных тел [11, 30]. Согласно этой аналогии, удельная энергия  $E_0$  эквивалентного цилиндрического взрыва определяется из соотношения

$$E_0 = \frac{\pi}{8} c_x \rho_\infty v_\infty^2 d^2,$$

где  $c_x$  и  $d$  — коэффициент волнового сопротивления и диаметр затупления тела;  $\rho_\infty$  — плотность невозмущенного газа;  $v_\infty$  — скорость полета. Входящие сюда величины также априори точно не известны, но, как правило, ясен их порядок и пределы изменений для летящего тела. Что касается энергии, соответствующей конечному участку полета и взрыву метеорита, то ее можно оценить по зарегистрированным величинам каких-либо суммарных эффектов, вызванных действием взрывной волны.

Определенные заключения о выборе удельной энергии для модельного взрыва, по-видимому, можно сделать по результатам наблюдений за свечением метеорита или какими-либо другими явлениями, происходящими с телом в полете. Подчеркнем, что полезно было бы провести некоторые специальные эксперименты для выявления общих закономерностей в распределении эквивалентной энергии для различных типов метеоритов и режимов их полета.

Рассматриваемая модель приводит к решению следующей газодинамической задачи. В полупространстве, содержащем неподвижный газ с распределениями плотности и давления такими же, как в действительной атмосфере, располагается полубесконечный цилиндрический заряд с заданным распределением удельной энергии по длине. Передняя точка заряда находится на некотором расстоянии от твердой плоской границы полупространства (пмитирующей поверхность планеты), а ось заряда наклонена к этой границе. В начальный момент времени  $t=0$  происходит взрыв заряда. Требуется рассчитать распространение образовавшейся ударной волны и эффект, произведенный ее падением на твердую границу полупространства.

Сформулированная задача является трехмерной нестационарной. В точной постановке получить ее решение весьма

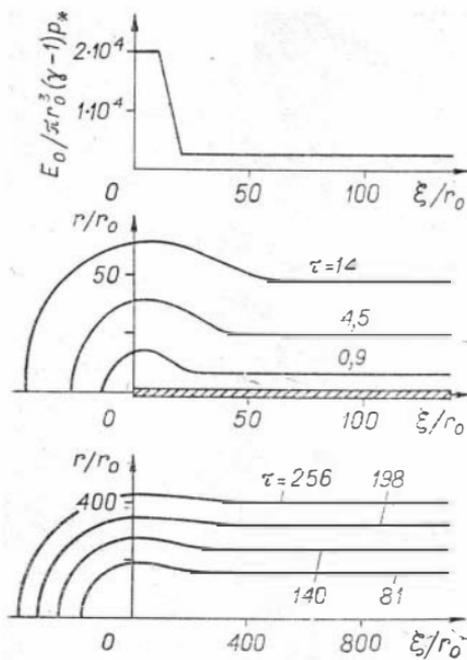


Рис. 13.

трудно даже с помощью современных вычислительных машин, поэтому авторами был развит метод решения этой задачи в несколько этапов при сочетании точного численного подхода с аналитическими приближениями.

Первый этап состоит в расчете двумерного нестационарного движения газа при взрыве в однородной атмосфере полубесконечного цилиндрического заряда с переменной удельной энергией  $E_0$ . Расчет проводится сначала численным методом конечных разностей [4] до моментов времени, пока ударная волна еще довольно сильная. На рис. 13 приведены результаты, полученные на первом этапе для одного конкрет-

ного распределения энергии. Вверху построена принятая зависимость  $E_0$  от координаты вдоль оси заряда  $\xi$ ; через  $r_0$ ,  $\gamma$  и  $p_*$  обозначены радиус цилиндрического заряда, показатель адиабаты (для воздуха  $\gamma = 1,4$ ) и характерное давление ( $p_* = 1$  атм). На средней фигуре изображена ударная волна для трех моментов безразмерного времени  $\tau$  [ $\tau = t/t_0$ ,  $t_0 = r_0(\rho_\infty / P_\infty)^{1/2}$ ], причем в силу симметрии показана половина полной картины. С течением времени форма головной части ударной волны приближается к полусфере, центр которой слегка смещен по оси  $\xi$  вправо от начала координат.

Данные, полученные методом конечных разностей, служат для расчета последующей стадии развития ударной волны методом секторного приближения. Для принятого ступенчатого распределения энергии  $E_0(\xi)$  этот метод фактически сводится к рассмотрению и расчету трех областей. В области, отвечающей головной части ударной волны, которая аппроксимируется полусферой, течение рассчитывается как при сферически симметричном взрыве [12, 13, 23]. В хвостовой области берется решение для одномерного цилиндрического взрыва [12, 13], а в промежуточной области ударная волна определяется путем интерполяции. Форма и положение ударной волны, полученные таким способом, показаны на нижней части рис. 13 для больших моментов времени.

Влияние неоднородности атмосферы рассматривается на втором этапе на основе квазиподномерной лучевой теории и ги-

пестезы плоских сечений. Ряд авторов [10, 32, 38, 41] отмечал, что в стратифицированной атмосфере величины давления и плотности, отнесенные к соответствующим локальным значениям в точке, которой достигла ударная волна, слабо зависят от свойств неоднородности атмосферы. Это обстоятельство позволяет, зная решение задачи для однородной среды, проводить приближенный учет неоднородности с помощью простого пересчета. Соответствующие правила пересчета указаны в работах [32, 38, 41]. В последней из них проведено сравнение такой приближенной методики с точным численным решением одномерной задачи о взрыве в экспоненциальной среде. При этом оказалось, что точные и приближенные результаты для сильных волн практически совпадают, а для слабых волн несколько различаются. Однако и в этом последнем случае погрешность в определении избыточного давления на фронте ударной волны не превышает 20%.

Следует заметить, что в точной постановке задачи расчета распространения ударных волн в неоднородной среде при отсутствии одномерности течения является чрезвычайно сложной. Только в единичных случаях [9] удалось получить ее строгое численное решение и то лишь для сильной стадии распространения ударной волны. Для расчета движения слабых ударных волн существуют только некоторые приближенные методы, точность которых до конца не выяснена. Важно также, что и сама рассматриваемая модельная газодинамическая задача является весьма сложной. Расчет даже одного ее варианта требует затраты значительного труда, а при решении модельной задачи в обратной постановке приходится, как уже указывалось, рассчитывать большое количество вариантов. Кроме того, во многих реальных случаях (в частности, при падении Тунгусского метеорита, применительно к которому здесь решается задача) основные фактические данные сами по себе известны лишь очень приближенно. В связи с этим используемый на втором этапе решения простой приближенный метод учета неоднородности атмосферы представляется рациональным и вполне удовлетворительным. Можно предложить более точные (но вместе с тем и более трудоемкие) способы учета неоднородности атмосферы, например, на основе метода интегральных соотношений [12].

На третьем этапе решения задачи определяется воздействие воздушных ударных волн на земную поверхность с применением специальной методики расчета начальной стадии регулярного и нерегулярного отражений взрывных волн от поверхности Земли (см. ниже).

**Исследование зоны разрушений на поверхности Земли при взрыве метеорита в воздухе.** Взрыв крупного метеорита в атмосфере на некоторой высоте над поверхностью Земли может причинить значительные наземные разрушения. Воздуш-

лые взрывы метеоритов наблюдаются не так уж редко, назовем, например, зафиксированные в последние годы в Канаде довольно мощные взрывы метеоритов Ревелсток [34] и Вилпа [45].

Рассмотрим приложение разработанной модели взрыва летящего метеорита к случаю Тунгусского космического тела. Именно в этом случае, где собрана подробная информация о форме и структуре зоны вывала леса в районе падения, возникает обратная задача, в которой надо определить траекторные и некоторые другие параметры метеорита. Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита рассмотрено в обзорном докладе Н. В. Васильева и др. [24], а последние данные о вывале лесного массива приведены в докладе В. Г. Фаста [26].

При воздушном взрыве механические разрушения на земной поверхности происходят в результате непосредственного действия падающей и в особенности отраженной ударных волн, а также за счет потока воздуха за отраженным фронтом. Характер повала леса при Тунгусском взрыве показывает, что здесь основная масса деревьев падала под действием воздушного потока, возникающего непосредственно после отражения ударной волны. Таким образом, в этом и аналогичных случаях можно ограничиться расчетом только начальной стадии отражения ударной волны.

Начальная стадия регулярного и нерегулярного отражения ударной волны от земной поверхности рассчитывается по специально разработанной методике. Для ряда моментов времени выстраиваются линии пересечения падающей ударной волны (определенной на двух предыдущих этапах решения) с плоскостью, аппроксимирующей поверхность планеты. На этих линиях (изохронах) рассчитывается отражение ударной волны по известным углам наклона и другим параметрам падающего фронта. В случае регулярного отражения параметры отраженной волны находятся по точным соотношениям [17]. В случае нерегулярного отражения определение этих параметров проводится приближенно с использованием графиков из работы Г. Броуда [32], связывающих величины избыточного давления в отраженной и падающей ударных волнах и угол наклона последней. Нормали к построенным изохронам дают направление потока за отраженным фронтом. Таким образом, в конечном итоге на плоскости Земли получаются поля динамического напора, избыточного давления, скорости и других параметров за ударной волной в момент ее отражения в данной точке.

Размеры наземных разрушений при воздушном взрыве определяются значениями динамического напора и избыточного давления за отраженным ударным фронтом, причем в случае повала леса решающую роль играет первый фактор. Тогда изолинии динамического напора  $q = \text{const}$  (мы полагаем, что  $q = \rho U^2$ , где  $\rho$  — плотность,  $U$  — горизонтальная составляющая

скорости потока) будут очерчивать зоны разрушений различной интенсивности.

Величина скоростного напора  $q$  и значит картина наземных разрушений при взрыве метеорита в воздухе зависят от следующей системы основных параметров:

$$\alpha, H_0, E_{\sigma, \text{в}}, E_{\text{в.в}},$$

где  $\alpha$  — угол наклона траектории метеорита к поверхности Земли;  $H_0$  — высота конечной точки траектории в момент взрыва;  $E_{\sigma, \text{в}}$  — энергия баллистической волны (отпесенная к единице длины траектории);  $E_{\text{в.в}}$  — энергия взрывной волны. Сюда не включены параметры, характеризующие рельеф местности, скорость ветра и т. п., поскольку при Тунгусском взрыве они имели второстепенное значение.

Указанная система параметров определяет исходные данные для соответствующего модельного взрыва полубесконечного цилиндрического заряда. Обратная задача в случае Тунгусского падения состоит в подборе этой системы параметров в соответствии с наблюдаемой картиной вывала лесного массива. При решении такой многопараметрической задачи целесообразно сначала исследовать относительное влияние каждого параметра на геометрию и внутреннюю структуру зоны поваленного леса. Результаты такого анализа представлены на рис. 14—17 в виде серий графиков, каждая из которых получена при варьировании только одного основного параметра в диапазоне, отвечающем возможным условиям для Тунгусского космического тела. На графиках построены рассчитанные картины вывала леса, причем зона разрушения ограничена изолинией  $q = 0,008$  кг/см<sup>2</sup>. При таком значении динамического напора за отраженной ударной волной падает, согласно данным [44], около 5% всех деревьев. Штриховыми линиями нанесены изохроны (помеченные соответствующими значениями времени  $t$ , отсчитываемого от момента взрыва метеорита), а стрелками показаны направления упавших деревьев. Штрихпунктирная линия разделяет области регулярного и нерегулярного отражения, причем последняя область находится слева от этой границы. Рассчитанные зоны разрушений имеют характерную форму «бабочки» с двумя крыльями, в области которых направление повала деревьев несколько отличается от радиального. Такие особенности качественно согласуются с фактической картиной вывала леса при Тунгусском падении.

Форма области поваленного леса наиболее сильно зависит от угла наклона траектории  $\alpha$ . На рис. 14 приведены рассчитанные картины вывала лесного массива для  $\alpha = 20, 30$  и  $40^\circ$ ; при этом значения остальных параметров не менялись и были равны:  $H_0 = 5$  км,  $E_{\sigma, \text{в}} = 4 \cdot 10^{16}$  эрг/см,  $E_{\text{в.в}} = 5 \cdot 10^{22}$  эрг. Особенно большое влияние величина угла  $\alpha$  оказывает на форму и раз-

меры хвостового участка зоны разрушений, что естественно, поскольку от  $\alpha$  зависит расстояние до Земли хвостовой части цилиндрического заряда, в то время как для его головной части соответствующее расстояние определяется высотой  $H_0$ . Уменьшение  $\alpha$  приводит к сильному вытягиванию крыльев «бабочки» назад от головной части и появлению между ними глубокой выемки, образование которой на первый взгляд может показаться противоречащим тому, что при малых  $\alpha$  источник ударной волны приближается к Земле. Однако этот факт вполне понятен, поскольку в этом случае вблизи оси  $x$  падающая и отраженная волны почти параллельны земной поверхности и, следовательно, здесь горизонтальная составляющая скорости и соответствующий ей динамический напор малы. Вместе с тем в хвостовой зоне давление и плотность за отраженной волной при малых  $\alpha$  выше, чем при больших (для одинаковых расстояний на Земле). С увеличением  $\alpha$  уже при довольно умеренных значениях ( $\alpha \approx 40^\circ$ ) линии пересечения ударной волны с поверхностью Земли становятся близкими к окружностям, что соответствует практически радиальному вывалу леса. Это вызвано тем, что с ростом  $\alpha$  все меньшая доля хвостовой цилиндрической ударной волны может производиться назем

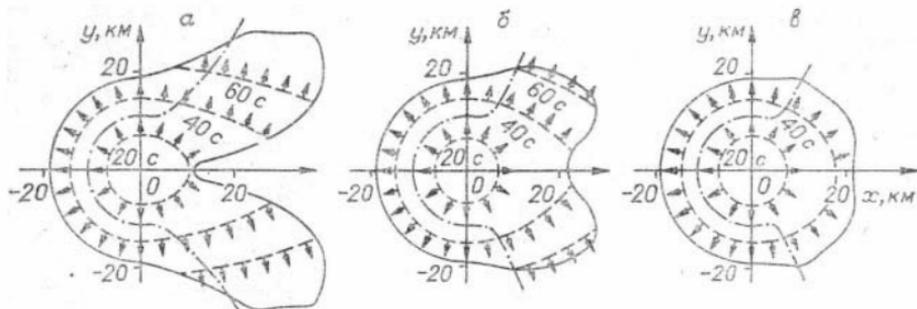


Рис. 14.  
 а —  $\alpha = 20^\circ$ ; б —  $\alpha = 30^\circ$ ; в —  $\alpha = 40^\circ$ .

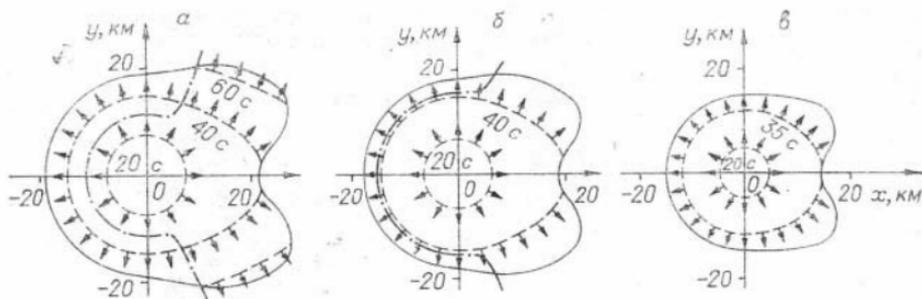


Рис. 15.  
 а —  $H = 5$  км; б —  $H = 6$  км; в —  $H = 7,5$  км.

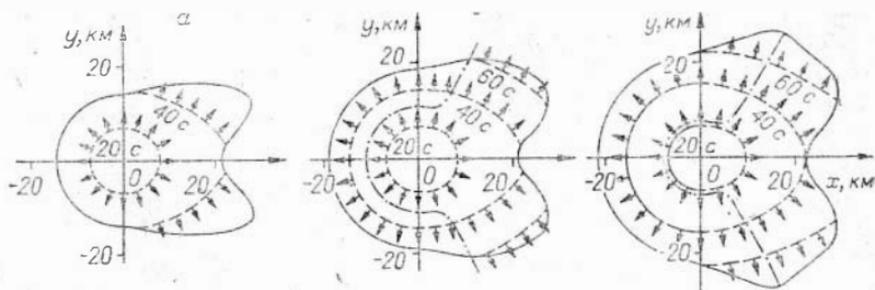


Рис. 16.

а —  $E_{\sigma, \nu} = 2 \cdot 10^{16}$  эрг/см; б —  $E_{\sigma, \nu} = 4 \cdot 10^{16}$  эрг/см;  
в —  $E_{\sigma, \nu} = 6 \cdot 10^{16}$  эрг/см.

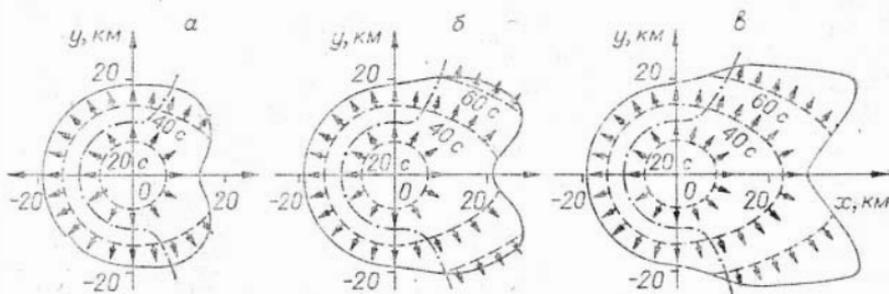


Рис. 17.

а —  $E_{\sigma, \nu} = 2.5 \cdot 10^{22}$  эрг; б —  $E_{\sigma, \nu} = 5 \cdot 10^{22}$  эрг; в —  $E_{\sigma, \nu} = 10^{23}$  эрг.

ные разрушения и поэтому приходящая ударная волна почти всюду близка по форме к сферической.

Высота конечной точки траектории  $H_0$  влияет в наибольшей степени на общую площадь вывала леса. От величины  $H_0$  зависит расстояние до Земли как головной, так и хвостовой части цилиндрического заряда. Изменение  $H_0$  приводит к геометрически подобному изменению положения заряда по отношению к поверхности планеты. Заметим, что строгое физическое подобие в данной задаче отсутствует, однако можно ожидать, что при не слишком больших вариациях  $H_0$  форма зоны разрушений будет меняться почти геометрически подобно (при неизменных остальных параметрах задачи). На рис. 15 представлены зоны разрушений леса, рассчитанные для значений  $H_0$ , равных 5, 6 и 7,5 км,  $\alpha = 30^\circ$ ,  $E_{\sigma, \nu} = 4 \cdot 10^{16}$  эрг/см,  $E_{\nu, \nu} = 5 \cdot 10^{22}$  эрг. Эти результаты подтверждают сделанное заключение о довольно слабой зависимости формы области поваленного леса от  $H_0$ . Интересно отметить, что рост высоты  $H_0$  приводит к относительному увеличению той части зоны разрушений, которая отвечает регулярному отражению ударной волны. Это следует главным образом из того факта, что с увеличением  $H_0$  для одних и тех же времен прихода ударной волны ее углы

наклона к поверхности Земли становятся меньше, способствуя тем самым переходу к условиям регулярного отражения. Как видно из рис. 15, уже при  $H_0=7,5$  км зона разрушений располагается в области регулярного отражения.

Зависимость зоны разрушений от энергии баллистической волны рассматривается на рис. 16. Здесь представлены три варианта со значениями  $E_{б.в}=2 \cdot 10^{16}$ ,  $4 \cdot 10^{16}$ ,  $6 \cdot 10^{16}$  эрг/см,  $\alpha=30^\circ$ ,  $H_0=5$  км,  $E_{в.в}=5 \cdot 10^{22}$  эрг. Увеличение энергии баллистической волны приводит к росту хвостовой части области разрушений, значительному удлинению и некоторому расширению крыльев «бабочки». Отмеченное влияние очевидно, поскольку при больших значениях  $E_{б.в}$  ударные волны в хвостовой части области становятся более мощными.

На рис. 17 анализируются форма и структура области вывала леса при различных величинах энергии взрывной волны, которая принимает три значения  $E_{в.в}=2,5 \cdot 10^{22}$ ,  $5 \cdot 10^{22}$  и  $10^{23}$  эрг, причем  $\alpha$  и  $H_0$  взяты такими же, как в предыдущем случае, а  $E_{б.в}=4 \cdot 10^{16}$  эрг/см. Как видно, с увеличением энергии взрывной волны растет общая площадь поваленного леса и меняется вид его внешней границы. Наряду с естественным подобным ростом головной части зоны вывала происходит также заметное удлинение и расширение крыльев «бабочки». Последнее обстоятельство связано с большим усилением энергии ударной волны в переходной зоне между ее сферическим и цилиндрическим участками. Уменьшение энергии  $E_{в.в}$  вызывает (как и увеличение высоты  $H_0$ ) относительный рост области регулярного отражения. Однако здесь это объясняется главным образом тем, что при меньших значениях  $E_{в.в}$  для одинаковых времен прихода ударные волны будут слабее. Но для более слабых ударных волн условие перехода к нерегулярному отражению «отодвигается» в сторону больших углов наклона падающей волны, и поэтому такие углы реализуются при более поздних временах. Оказывается, что при  $E_{в.в}=2,5 \cdot 10^{22}$  эрг во всей рассчитанной зоне разрушений имеет место регулярное отражение ударной волны.

Представляется интересным изучить поведение границ, очерчивающих области с различной интенсивностью разрушений. Очевидно, что в окрестности эпицентра динамический напор  $q$  должен быть малым из-за того, что здесь падающий ударный фронт почти параллелен поверхности Земли. При распространении ударной волны от эпицентра вследствие роста горизонтальной скорости  $U$  величина  $q$  сначала увеличивается, достигая некоторого максимума, а в дальнейшем из-за ослабления ударной волны уменьшается. В соответствии с таким поведением  $q$  повала леса в районе эпицентра не происходит, далее разрушения нарастают, становясь максимальными в некоторой зоне, а затем постепенно ослабевают. На рис. 18 представлено поле изолиний  $q$  для случая  $\alpha=25^\circ$ ,  $H=6$  км,  $E_{б.в}=5 \cdot 10^{16}$  эрг/см,

$E_{в.в} = 1,2 \cdot 10^{23}$  эрг. Здесь пунктиром показана линия  $q = 0,075$  кг/см<sup>2</sup>, соседняя с ней сплошная линия отвечает  $q = 0,072$  кг/см<sup>2</sup>, а остальные линии построены с шагом  $\Delta q = 0,008$  кг/см<sup>2</sup> за исключением трех ближайших к эпицентру линий, где  $\Delta q$  вдвое больше. Для крайних внешней и внутренней линий  $q = 0,008$  кг/см<sup>2</sup>. Как видно, изолинии  $q$  изменяются сложным образом и не являются подобными.

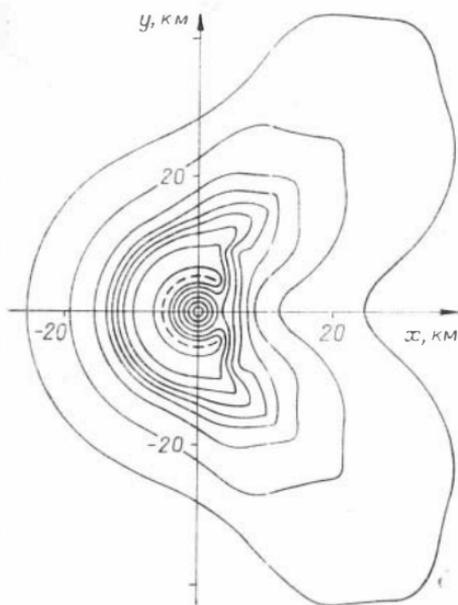


Рис. 18.

Рассмотренные выше результаты, характеризующие конфигурацию и структуру зоны разрушений при воздушном взрыве метеорита, позволили изучить эффекты, обусловленные каждым из основных параметров в отдельности. Полученная информация послужила необходимой основой для непосредственного решения обратной задачи в случае Тунгусского метеорита. Для нахождения здесь искомой картины наземных разрушений была проведена специальная большая серия расчетов.

Зона поваленного леса, полученная в наилучшем из рассчитанных вариантов и оцифрованная изолинией  $q = 0,008$  кг/см<sup>2</sup>, показана на рис. 19. Основные параметры в этом варианте имеют следующие значения: угол наклона траектории метеорита  $\alpha = 40^\circ$ , высота взрыва  $H_0 = 6,5$  км, энергия баллистической волны  $E_{б.в} = 6,3 \cdot 10^{16}$  эрг/см, энергия взрывной волны  $E_{в.в} = 5,8 \cdot 10^{22}$  эрг. На этом же графике приведена карта-схема из работы В. Г. Фаста [26], составленная по измерениям на месте тунгусского падения. Рассчитанная и фактическая картины поваленного леса построены в одном масштабе и одинаково ориентированы относительно сторон света. Как видно, теоретическая и реальная зоны наземных разрушений достаточно близки друг к другу как по форме и размерам, так и по характеру направления упавших деревьев. В принципе можно добиться еще лучшего сближения этих результатов, при этом указанные выше подобранные значения основных параметров могут несколько измениться.

Анализ полученного решения с привлечением данных, приведенных на рис. 14—18, позволяет сделать некоторые замечания. Найденное значение угла наклона траектории  $\alpha = 40^\circ$  может показаться довольно большим сравнительно с имевши-

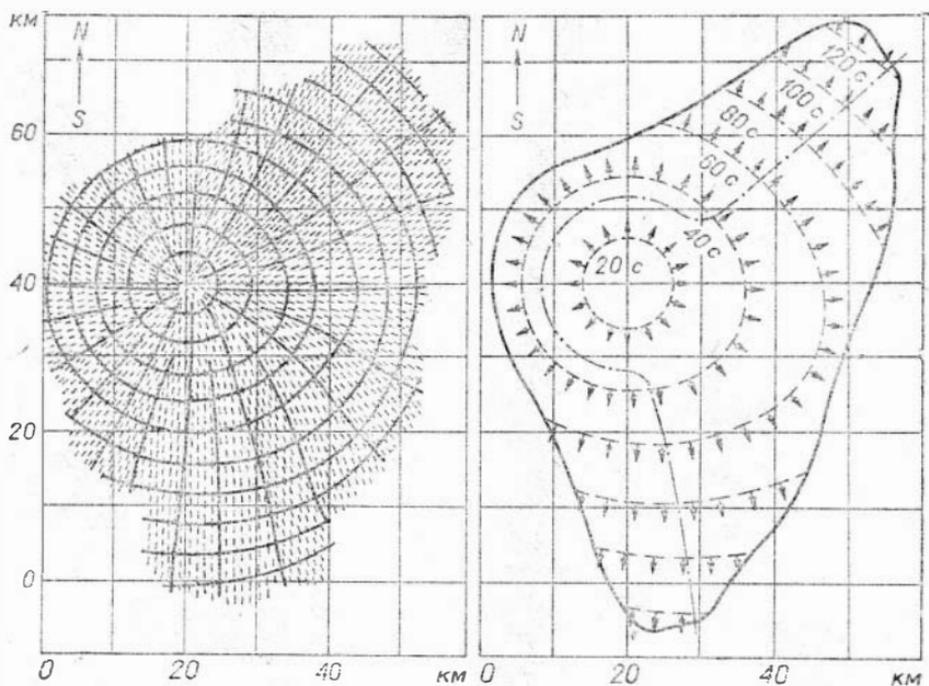


Рис. 19.

мися представлениями об этой величине. Однако такое значение  $\alpha$  вполне объяснимо, поскольку при меньших углах (скажем,  $\alpha=30^\circ$ ) зона разрушений имеет явно выраженную выемку между крыльями, отсутствующую у реальной картины. Кроме того, при таких углах, как  $\alpha=40^\circ$ , отклонения направления повала деревьев от радиального невелики, что согласуется с фактическими данными. Суммарная энергия, отвечающая разрушению леса, составляет примерно 4,5 Мт, при этом энергия соответствующей баллистической волны вдвое превышает энергию взрывной волны. Заметим, что такая суммарная энергия является только частью всей энергии, выделившейся в атмосфере при полете Тунгусского тела. Расчеты, проведенные на основе полученного решения, показывают, что если учесть воздействие баллистической волны не только на вывал леса, но и на возмущение всей плотной атмосферы, то суммарная энергия возрастет в несколько раз и будет соответствовать оценкам, произведенным по барограммам [19] и отражающим полное воздействие на атмосферу.

Перед определением окончательного решения обратной задачи в случае Тунгусского метеорита целесообразно провести некоторую предварительную работу. Во-первых, надо более точно установить, к какому значению динамического панора относится известная внешняя граница вывала леса. Эта граница, отвечающая, по-видимому, довольно малой величине динамической

ческого напора, в наибольшей степени подвержена влиянию второстепенных локальных паземных факторов, которые невозможно учесть при расчете воздействия воздушной ударной волны. Во-вторых, при решении обратной задачи необходимо знать и принимать во внимание внутреннюю структуру изолиний  $q$  для области вываленного леса и, в частности, линию, ограничивающую стоячий лес вблизи эпицентра, или линию максимальных разрушений. Положение одной из этих линий и внешней границы зоны разрушений в ее головной части однозначно определяет высоту взрыва  $H_0$  и энергию взрывной волны  $E_{в.в.}$ .

Надо отметить, что подбор основных параметров при получении решения, приведенного на рис. 19, проводился, главным образом, по условиям качественной близости рассчитываемой и наблюдаемой картин разрушений, хотя при этом обеспечивалось выполнение некоторых количественных условий, касающихся, например, относительного положения центра вывала, размаха крыльев «бабочки», протяженности зоны вывала вдоль оси симметрии. При более строгом подходе следовало бы прежде всего выработать систему количественных характерных признаков, описывающих размеры, форму и внутреннюю структуру зоны поваленного леса при Тунгусском взрыве. Важно, чтобы набор таких характерных признаков возможно полнее отражал реальную картину разрушений и соответствовал числу основных параметров принятой модели. Окончательное решение обратной задачи должно определяться из условий близости в некотором принятом смысле соответствующих систем этих признаков для модельного расчета и для фактического вывала.

При получении окончательного решения в случае Тунгусского падения желательно использовать не только одно зарегистрированное последствие взрыва космического тела — вывал лесного массива. Поскольку этот результат воздействия ударной волны является основным, надежно изученным и охватывающим детальную информацию, он, очевидно, будет доминирующим при теоретическом восстановлении возникшей системы ударных волн. Однако в настоящее время собраны и в определенной мере интерпретированы материалы, связанные с другими явлениями при тунгусском взрыве, а именно сейсмограммы и барограммы [19], данные по лучевому ожогу деревьев [22] и т. п. Использование таких материалов при проведении модельных расчетов даст возможность уточнить и проконтролировать полученные численные результаты, а также, имея в виду недоказанную единственность решения обратной задачи, поможет выделить нужное решение. Отметим, что примененная модель, основанная на взрыве полубесконечного цилиндрического заряда, позволяет в принципе включить в рассмотрение эффекты, связанные с радиацией, хотя при этом возникают исключительно большие трудности при расчете взрыва с излучением.

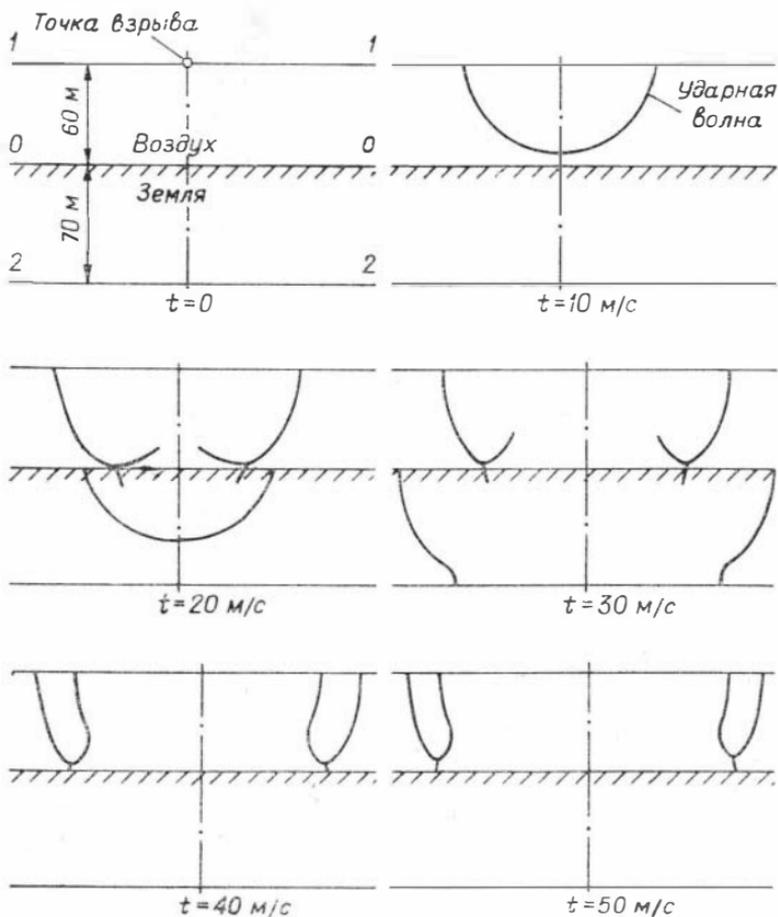


Рис. 20.

При мощных воздушных взрывах вблизи Земли кроме разрушений на поверхности происходит также деформация грунта. При ударных нагрузках на грунт по нему будут распространяться упругие волны, которые фиксируются сейсмографами на значительных расстояниях от эпицентра. Теоретические исследования системы таких волн, основанные на численном решении полных уравнений механики сплошной среды, начали проводиться сравнительно недавно. Остановимся здесь кратко на результатах М. Уилкинса [46], который методом конечных разностей рассчитал надземный взрыв с энергией  $E_0=1$  кт на высоте  $H=60$  м. В этом случае воздух описывался уравнением состояния идеального газа, а грунт предполагался упругим телом.

Рассчитанная картина возмущений, распространяющихся в воздухе и в грунте при таком взрыве, воспроизведена на рис. 20 для ряда моментов времени. Область, в которой определяется

численное решение, заключаема между двумя плоскостями 1-1 и 2-2. Приблизительно через 10 мс после взрыва сферическая ударная волна достигнет плоской границы грунта 0-0 и будет отражаться от нее. Начиная с некоторого момента времени ударная волна в воздухе об разует тройную конфигурацию («маховскую пожку»).

После падения воздушной взрывной волны на земную поверхность происходит ее взаимодействие с грунтом. Возмущающее воздействие ударной волны распространяется от эпицентра с фазовой скоростью, которая определяется скоростью и радиусом кривизны падающего ударного фронта. Внутри грунта устанавливается весьма сложная картина волн напряжений. Интересные явления происходят также в его поверхностном слое, где возбуждается волна Рэлея. Для иллюстрации на рис. 21 представлены для момента времени  $t=40$  мс давление  $P$  в воздухе на уровне Земли и вертикальные смещения  $\delta$  поверхности грунта как функции от расстояния  $R$  от эпицентра. На графике видны продольная волна ( $\Phi$ -волна) и волна Рэлея ( $R$ -волна), которая движется впереди максимума давления.

При пересчете рассмотренного решения на другие энергии  $E_0$  и высоты  $H$  взрыва следует иметь в виду, что при этом должно сохраняться постоянство величины  $H/r^0$ , где  $r^0 = (E_0/P_0)^{1/3}$  — динамическая длина. Таким образом, при одном и том же начальном давлении среды  $P_0$ , имеем соотношение

$$H_2 = H_1(E_{02}/E_{01})^{1/3}.$$

Значит, если взрыв происходит на высоте 600 м, то соответствующая энергия взрыва должна быть равной 1 Мт, а все линейные размеры в рассмотренном решении надо увеличить в 10 раз.

\* \* \*

Круг вопросов, обсуждавшихся в этой работе, относится к механике сплошной среды. Будучи актуальными и практически интересными, эти вопросы привлекают серьезное внимание исследователей, которые, как правило, изучают отдельные аспекты всей проблемы. Значительная сложность возникающих задач обуславливает здесь широкое использование численных методов и в то же время является причиной того, что целый

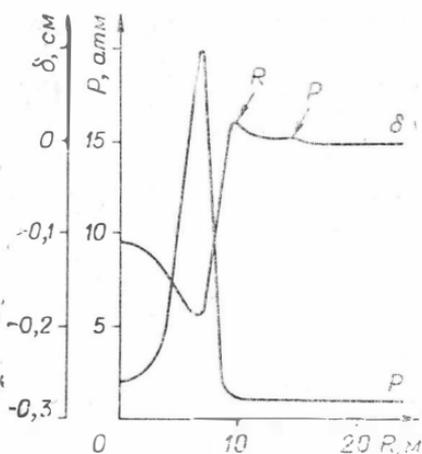


Рис. 21.

ряд таких задач еще недостаточно изучен и разрешен. Непрерывный прогресс в этой области приводит к появлению большого количества новых результатов и полезной информации. Все сказанное делает целесообразным обсуждение современных достижений в механике сплошной среды с точки зрения их приложения к проблемам метеоритики.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Баум Ф. А., Каплан С. А., Станюкович К. П. Введение в космическую газодинамику. М., Физматгиз, 1958, 424 с.
2. Белоцерковский О. М., Фомин В. Н. Обтекание затупленных тел сверхзвуковым потоком газа с учетом переноса излучения в ударном слое.— «Ж. вычисл. матем. и матем. физ.», 1969, Т. 9, № 2, с. 397—412.
3. Бронштэн В. А. Воздушные волны Тунгусского метеорита.— «Астроном. вест.», 1969, т. 3, № 4, с. 214—222.
4. Годунов С. К., Забродин А. В., Прокопов Г. П. Разностная схема для двумерных нестационарных задач газовой динамики и расчет обтекания с отошедшей ударной волной.— «Ж. вычисл. матем. и матем. физ.», 1961, т. 1, № 6, с. 1020—1050.
5. Головачев Ю. П. Исследование конвективного и радиационного нагрева при гиперзвуковом обтекании затупленных тел.— «Изв. АН СССР. Механ. жидк. и газа», 1972, № 6, с. 169—173.
6. Грудницкий В. Г. Сверхзвуковое нестационарное обтекание затупленных тел. Автореф. канд. дисс. М., Вычисл. центр АН СССР, 1971.
7. Золотов А. В. Проблемы Тунгусской катастрофы 1908 г. Минск, «Наука и техника», 1969, 204 с.
8. Зоткин И. Т., Цикулин М. А. Моделирование взрыва Тунгусского метеорита.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 1, с. 59—62.
9. Кестенбойм Х. С., Турецкий Ф. Д., Чудов Л. А. Точечный взрыв в неоднородной атмосфере.— «Прикл. матем. и техн. физ.», 1969, № 5, с. 25—28.
10. Коробейников В. П., Карликов В. П. Определение формы и параметров фронта ударной волны при взрыве в неоднородной атмосфере.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 148, № 6, с. 1271—1274.
11. Коробейников В. П., Мельникова Н. С., Рязанов Е. В. Теория точечного взрыва. М., Физматгиз, 1961, 332 с.
12. Коробейников В. П., Чушкин П. И. Плоский, цилиндрический и сферический взрыв в газе с противодавлением.— В кн.: Неуставившиеся движения скимаемых сред с взрывными волнами. М., «Наука», 1966. (Труды матем. ин-та АН СССР, т. 87), 4—34.
13. Коробейников В. П., Чушкин П. И., Шарватова К. В. Газодинамические функции точечного взрыва. М., Вычисл. центр АН СССР, 1963, 48 с.
14. Коробейников В. П., Чушкин П. И., Шуршалов Л. В. О гидродинамических эффектах при полете и взрыве в атмосфере метеоритных тел.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 29—30.
15. Коробейников В. П., Чушкин П. И., Шуршалов Л. В. О гидродинамических эффектах при полете и взрыве в атмосфере Земли крупных метеоритных тел.— В кн.: Метеоритика. Вып. 32. М., «Наука», 1973, с. 73—89.
16. Кризов Е. Л. Основы метеоритики. М., Гостехиздат, 1955, 391 с.
17. Курайт Р., Фридрихе К. Сверхзвуковые течения и ударные волны. М., ИЛ, 1950, 427 с.

18. Бреев И. М., Головачев Ю. П., Лувькин Ю. П., Попов Ф. Д. Обтекание затупленных тел вязким излучающим газом.— *Ит. вычисл. матем. и матем. физ.*, 1970, т. 10, № 5, с. 1228—1237.
19. Пасечник И. П. Предварительная оценка параметров взрыва Тунгусского метеорита 1908 года по сейсмическим и барографическим данным.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 31—35.
20. Покровский Г. П. Деформация горных пород в зоне метеоритных кратеров.— В кн.: Метеоритика. Вып. XXIV. М., «Наука», 1964, с. 103—108.
21. Проблема Тунгусского метеорита. Томск, 1963, 214 с.
22. Проблема Тунгусского метеорита: Вып. 2. Томск 1967, 238 с.
23. Охотимский Д. Е., Кондратенко И. Л., Власова З. П., Казакова Р. П. Расчет точечного взрыва с учетом противодавления. М., Изд-во АН СССР, 1957. (Труды матем. ин-та АН СССР, т. 50), 66 с.
24. Васильев Н. В., Демид Д. В., Журавлев В. К., Львов Ю. А., Фаст В. Г. Состояние проблемы Тунгусского метеорита па 1971 год.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 3—5.
25. Станюкович К. П. Об эффектах падения больших метеоритов.— В кн.: Метеоритика. Вып. XVIII. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 19.
26. Фаст В. Г. Вывал леса, произведенный Тунгусским метеоритом.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 41, 42.
27. Физика быстротекающих процессов. Т. 2. М., «Мир», 1971, 352 с.
28. Фомин В. П. Обтекание затупленных тел гиперзвуковым потоком газа с учетом излучения.— *Ж. вычисл. матем. и матем. физ.*, 1966, т. 6, № 4, с. 714—726.
29. Цыкулин М. А. Приближенная оценка параметров Тунгусского метеорита 1908 г. по картине разрушений лесного массива.— В кн.: Метеоритика. Вып. XX. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 87—94.
30. Черный Г. Г. Течения газа с большой сверхзвуковой скоростью. М., Физматгиз, 1959, 220 с.
31. Shepard C. E., Vorreiter J. W., Stine H. A., Winowich W. A study of artificial meteors as ablaters.— В кн.: Aerospace Proceedings 1966. V. 2. London — Melbourne — Toronto, Macmillan, 1969, p. 721—747.
32. Brode H. L. Review of nuclear weapons effects.— В кн.: Annual Review of Nuclear Science. V. 18, 1968, p. 153—202 (русс. пер. в кн.: Действие ядерного взрыва. М., «Мир», 1971, с. 9—88).
33. Brode H. L., Bjork R. L. Cratering from a megaton surface burst. Research memor. 2600. Rand Corp., Santa Monica, Calif., 1960 (русс. пер. в кн.: Действие ядерного взрыва. М., «Мир», 1971, с. 121—162).
34. Follinsbee R. E., Douglas J. A. V., Maxwell J. A. Revelstoke, a new type I carbonaceous chondrite.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1967, v. 31, No 10, p. 1625—1635.
35. Gault D. E., Heitowit E. D. The partition of energy for hypervelocity impact craters formed in rock.— В кн.: Proceedings of Sixth Hypervelocity Impact Symposium. V. 2. Cleveland, Ohio, 1963, p. 419—456.
36. Harlow F. H., Amsden A. A., Hirt C. W. Numerical calculation of fluid flows at arbitrary Mach number. В кн.: Lecture Notes in Physics. V. 8. Berlin—Heidelberg—New York, Springer-Verlag, 1971, p. 447—451.
37. High-velocity impact phenomena. New York — London, Academic Press, 1970 (русс. пер.: Высокоскоростные ударные явления. М., «Мир», 1973, 534 с.).
38. Korobeinikov V. P. Gasdynamics of explosion. — В кн.: Annual Review of Fluid Mechanics. V. 3, 1971, p. 317—346.
39. Korobeinikov V. P., Chushkin P. I., Shurshalov L. V. Gasdynamics of flight and explosion of meteorite bodies in the Earth's atmosphere.— В кн.: Fluid Dynamics Transactions. V. 6. p. II. Warszawa, PWN, 1971, p. 351—360.

40. **Korobeinikov V. P., Chushkin P. I., Shurshalov L. V.** Gas dynamics of the flight and explosion of meteorites.—«Astronautica Acta», 1972, v. 17, No 4/5, p. 339—348.
  41. **Lutzky M., Lehto D. L.** Shock propagation in spherically symmetric exponential atmospheres.—«Physics of Fluids», 1968, v. 11, No. 7, p. 1466—1472.
  42. **Mader Ch. L.** Detonation near water surface. Rep. LA-4958, UC-34. Los Alamos Scien. Lab., Los Alamos, New Mexico, 1972, 27 p.
  43. **Nichols B. D.** Recent extensions of the Marker-and-Cell method for incompressible fluid flows.— В кн.: Lecture Notes in Physics. V. 8. Berlin — Heidelberg — New York, Springer Verlag, 1971, p. 371—376.
  44. The effects of nuclear weapons. Washington, 1964, 730 p.
  45. **Follinsbee R. E., Bayrock L. A., Cumming G. L., Smith D.G. W.** Vilna meteorite — camera, visual, seismic and analitic records.— «J. Roy. Astron. Soc. of Canada», 1969, v. 63, No 2, p. 61—86.
  46. **Wilkins M. L.** Calculation of surface and ground waves from above-ground and underground explosions. Preprint UCRL-73369. Lawrence Radiation Lab., University of California, Livermore, 1972, 15 p.
-

## РАСЧЕТЫ ВОЗДУШНЫХ ВОЛН ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА

Влет в атмосферу и взрыв Тунгусского космического тела оставил единственное в своем роде свидетельство — поле вывала леса площадью свыше 2000 км<sup>2</sup>, которое уже было предметом ряда тщательных исследований [11, 15, 17], позволивших в сочетании с другими методами определить наиболее вероятный азимут траектории, высоту и энергию взрыва.

Однако оценки высоты колеблются в пределах 5—10 км, а оценки энергии неточны до множителя 3. Кроме того, совершенно неясны наклон траектории Тунгусского метеорита к горизонту и характеристики баллистической волны, образованной им в полете. В литературе имеются оценки наклона от 8 [13] до 30° и более [12]. Что касается баллистической волны, то почти радиальный характер вывала деревьев заставил А. В. Золотова [11] сделать весьма категорический, но ошибочный вывод о малой скорости и массе Тунгусского метеорита.

Чтобы больше не возвращаться к этому вопросу, приведем следующий решающий аргумент против низких оценок скорости Тунгусского метеорита. Как известно, его полет наблюдался в Преображенке, в 400 км от места взрыва. Приняв угол наклона траектории 8°, найдем, что в Преображенке метеорит пролетел на высоте 65 км, и при скорости 3 км/с, приводимой А. В. Золотовым как верхний предел, его полет по небу должен был наблюдаться в течение двух минут, т. е. проходить медленнее, чем полет ИСЗ. При больших углах наклона высота и длительность полета еще более возрастают. Между тем большинство очевидцев указывают на быстрый полет, в течение не более 8—10 с (чему соответствует скорость  $\approx 35$  км/с).

Ошибкой некоторых авторов, в частности А. В. Золотова, был недоучет такого важного фактора, как распространение взрывной и баллистической волн в неоднородной атмосфере. На это обстоятельство обратил внимание один из авторов настоящей статьи в работе [1]. Неоднородность атмосферы, плотность и давление которой возрастают вниз по известному экспоненциальному закону, ослабляет воздуш-

ную волну, идущую сверху вниз, и тем сильнее, чем с большей высоты приходит волна. Поэтому баллистическая волна должна была быть ослаблена в большей степени, чем взрывная, поскольку все точки траектории находятся выше, чем точка взрыва.

**Постановка задачи.** Целью настоящей работы является попытка на основе количественного моделирования воздушных волн Тунгусского метеорита получить форму поля изодинам, сходную с характерной фигурой поля вывала леса («бабочкой»), и найти таким образом наиболее вероятные параметры полета и взрыва Тунгусского метеорита: угол наклона траектории  $i$ , высоту  $H_0$  и энергию взрыва  $E_0$ , энергию на единицу длины  $E_l$  баллистической волны.

Взрывная волна моделировалась расходящейся сферической волной точечного взрыва, баллистическая волна — расходящейся цилиндрической взрывной волной. Неоднородность атмосферы учитывалась: на сильной стадии ( $\Delta p/p_0 \geq 40$ ) по методу секторного приближения Лаумбаха — Пробстина [19] — для сферической волны и по аналогичному методу, развитому в работе [2], — для цилиндрической волны; на слабой стадии ( $\Delta p/p_0 < 40$ ), когда необходим учет противодействия, был использован приближенный метод, предложенный В. А. Бронштэном [3] и развитый Л. В. Овсянниковым [14]. Некоторые предварительные результаты были изложены в работе [4].

Параметры траектории, баллистической волны и взрыва задавались заранее в следующих пределах: высота взрыва  $H_0 = 5-10$  км; энергия взрыва  $E_0 = 10^{23}-10^{24}$  эрг; наклон траектории  $i = 15-45^\circ$ ; энергия баллистической волны  $E_l = 10^{17}-10^{19}$  эрг/см.

Все параметры варьировались независимо один от другого, чтобы проследить влияние каждого. Действие взрывной и баллистической волн рассматривалось пока также независимо (их взаимодействию друг с другом будет посвящено отдельное исследование).

**Об энергии баллистической волны.** Как известно, любое тело, летящее со сверхзвуковой скоростью в сплошной среде, образует баллистическую волну в форме конуса (при очень больших скоростях форма волны приближается к цилиндрической). Однако при входе в атмосферу с космическими скоростями к чисто механическому возмущению, проявляющемуся в образовании баллистической волны, добавляется весьма мощное возмущение иной природы.

Как указал впервые О. В. Добровольский в 1952 г. [9], энергия, выделяемая летящим крупным метеорным телом (метеоритом), складывается из энергии собственно баллистической волны и энергии, выделяемой за счет мгновенного испарения (абляции) части массы метеорита. Вторая составляющая была названа О. В. Добровольским «энергией взрывной волны».

Действительно, мгновенное испарение вдоль траектории части вещества метеорита и быстрое расширение горячих паров подобно распространению квазицилиндрической взрывной волны. Чтобы не путать последнюю со сферической взрывной волной, будем дальше называть ее абляционной волной.

Оценим обе составляющие энергии, выделяемой вдоль траектории метеорита. Для этого найдем производную по времени от значения его кинетической энергии:

$$\frac{dE}{dt} = \frac{d}{dt} \left( \frac{mv^2}{2} \right) = mv \frac{dv}{dt} + \frac{v^2}{2} \frac{dm}{dt}. \quad (1)$$

Первый член в (1) выражает долю энергии, переходящую в баллистическую волну, а второй—в абляционную. Чтобы перейти от производной энергии по времени к энергии, выделяемой на единицу длины, нужно разделить обе части (1) на скорость  $v$ :

$$\frac{dE}{dt} = m \frac{dv}{dt} + \frac{v}{2} \frac{dm}{dt}. \quad (2)$$

Согласно известным уравнениям метеорной физики

$$m \frac{dv}{dt} = -\Gamma S \rho v^2, \quad (3)$$

$$\frac{v}{2} \frac{dm}{dt} = -\Lambda \frac{S \rho v^4}{4Q}. \quad (4)$$

Обозначим оба члена в (2) через  $E_{11}$  и  $E_{12}$ , соответственно и введем параметр абляции

$$\sigma = \frac{\Lambda}{2\Gamma Q}. \quad (5)$$

Кроме того, заменим площадь миделева сечения  $S$  через массу  $m$ , плотность метеорита  $\rho$  и коэффициент формы  $A$ :

$$S = A \left( \frac{m}{\rho} \right)^{2/3}. \quad (6)$$

Полагая для Тунгусского метеорита  $\rho = 1$  г/см<sup>3</sup>, получим просто  $S = A m^{2/3}$ . Из сравнения (3) и (4) следует:

$$E_{12} = \frac{\sigma v^2}{2} E_{11}, \quad (7)$$

$$E_l = E_{11} \left( 1 + \frac{\sigma v^2}{2} \right) = A \Gamma \rho m^{2/3} v^2 \left( 1 + \frac{\sigma v^2}{2} \right). \quad (8)$$

Таким образом, для оценки величины  $E_l$  надо знать коэффициент сопротивления  $\Gamma$ , массу тела  $m$ , его скорость  $v$ , параметр абляции  $\sigma$  и плотность воздуха  $\rho$ . Последняя величина может считаться известной,  $\Gamma$  и  $\sigma$  известны с точностью до множителя 2, но  $m$  и  $v$  нам заранее не известны. Вместо  $\Gamma$

и  $\sigma$  можно было бы задать торможение  $dv/dt$  и скорость потери массы  $dm/dt$ , но и эти величины нам не известны. Однако в нашем распоряжении имеется оценка конечной кинетической энергии  $E_0$  в момент взрыва метеорита:

$$E_0 = \frac{m_k v_k^2}{2}, \quad (9)$$

где  $m_k$  и  $v_k$  — масса и скорость метеорита в момент взрыва. Согласно последним оценкам [4, 11],  $E_0 = (3 \div 10) \cdot 10^{23}$  эрг, поэтому масса и скорость на конечном участке пути должны удовлетворять соотношению (9) и приведенной выше оценке.

Для предварительных оценок можно положить  $\Gamma=1$ , кроме того, для льда  $Q=2,9 \cdot 10^{10}$  эрг/г. Сложнее обстоит дело с коэффициентом тепловой блокировки  $\Lambda$ . Для очень мелких метеорных частиц  $\Lambda=1$ , для более крупных, для которых становится существенным загорание испаряющимися молекулами,  $\Lambda=10^{-2}$ . Но для еще более крупных тел передача тепла метеориту происходит не столько за счет столкновений его с молекулами набегающего потока, сколько за счет переноса излучения ударной волны, поэтому  $\Lambda$  возрастает, достигая значений порядка 0,1. Согласно экспериментам, проведенным при больших потоках излучения ( $10^{10} \div 10^{13}$  эрг/см<sup>2</sup>·с),  $\Lambda=0,07$  [5, 10], тогда  $\sigma=10^{-12}$ . Нетрудно видеть из (7), что оба компонента энергии на единицу длины  $E_l$  будут равны друг другу при  $v_0=14$  км/с, в случае же  $v > v_0$  будем иметь  $E_{l2} > E_{l1}$ . Поскольку полет Тунгусского метеорита происходил, несомненно, при  $v > v_0$ , второй член был заметно больше первого: при  $v=30$  км/с — в 5,3 раза, при  $v=60$  км/с — в 22 раза. Таким образом, первым членом (собственно баллистической волной) можно при больших скоростях пренебречь по сравнению с абляционной волной.

Оценим теперь  $E_l$  с учетом (8) и (9):

$v_k$ , км/с . . . . .	11	20	30	40	50	60	70
$m_k$ , г . . . . .	$7,5 \cdot 10^{11}$	$2,5 \cdot 10^{11}$	$1,1 \cdot 10^{11}$	$6,0 \cdot 10^{10}$	$4,0 \cdot 10^{10}$	$2,8 \cdot 10^{10}$	$2,0 \cdot 10^{10}$
$E_l$ , эрг/см . . . . .	$1,0 \cdot 10^{17}$	$3,2 \cdot 10^{17}$	$8,2 \cdot 10^{17}$	$1,5 \cdot 10^{18}$	$2,8 \cdot 10^{18}$	$4,4 \cdot 10^{18}$	$7,0 \cdot 10^{18}$

Таким образом, суммарная энергия баллистической волны имела от  $10^{17}$  до  $10^{19}$  эрг/см.

**Результаты расчетов.** Расчеты распространения баллистической и взрывной волн производились в два этапа: сначала по формулам из работ [2, 19] находилась амплитуда волны по окончании сильной стадии (фактически определялось относительное избыточное давление  $p_k = \Delta p/p_0$ ), а также соответствующие координаты фронта и безразмерное время. Эти вели-

ны служили исходными для расчета распространения слабой волны по методу параллельных слоев, изложенному в [3, 4]. Толщина слоев (шаг в расчете) была выбрана 100 м. Расчеты сферической волны проводились вдоль 11 лучей, один из которых был направлен вертикально вниз, а остальные упирались нижними концами в точки, отстоящие на 3 км друг от друга, начиная от эпицентра. Таким образом, замая дальняя точка находилась в 30 км от эпицентра.

При расчетах цилиндрической волны был использован принцип плоских сечений, согласно которому волна распространяется лишь в плоскости, перпендикулярной оси волны. Это позволяет привести трехмерную задачу к двумерной, после чего она, как и в случае сферической волны, приводится к одномерной задаче путем параметризации по позиционному углу [2, 19].

Сечения для расчета баллистической волны выбирались так, чтобы плоскость каждого сечения пересекала земную поверхность на расстоянии 3 км от предыдущего. Нулевое сечение проходило через конечную точку траектории (точку взрыва), а всего бралось 11 сечений. В каждом сечении расчет велся по 11 лучам, нижние концы которых отстояли друг от друга на 3 км. Таким образом, для каждого варианта рассчитывалось распространение волны вдоль 121 луча, нижние концы которых образовывали на земной поверхности прямоугольную трехкилометровую сетку, ориентированную относительно проекции траектории. Правда, для разных вариантов расчета точки этой сетки не совпадали между собой.

Расчеты проводились на ЭВМ БЭСМ типа М-20. Пробный расчет баллистической волны для  $E_1=10^{17}$  эрг/см,  $H_0=5$  км,  $i=15^\circ$  был проведен Г. А. Исмаиловой на Шемахинской астрофизической обсерватории с помощью ЭВМ «Проминь». Ею же были выполнены некоторые вспомогательные расчеты.

**С ф е р и ч е с к а я в о л н а.** Расчеты сферической волны проводились для 9 вариантов\*.

Вариант . . . . .	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
$E_0$ , эрг . . . . .	$10^{24}$	$10^{24}$	$10^{24}$	$3 \cdot 10^{23}$	$3 \cdot 10^{23}$	$3 \cdot 10^{23}$	$10^{23}$	$10^{23}$	$10^{23}$
$H_0$ , км . . . . .	5	7	10	5	7	10	5	7	10

В результате расчета получились значения избыточного давления  $p_k = \Delta p / p_0$ , скоростного напора  $q$  и его горизонтальной составляющей  $q_\phi$  у земной поверхности.

\* Здесь п далее множитель 3 в выражениях для  $E_0$  и  $E_1$  означает  $3,16 = \sqrt{10}$ .

Избыточное давление  $p_k$  в падающей волне (варианты I—IX)

$r_0$ , км	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
0	2,47	1,25	0,58	1,06	0,52	0,18	0,47	0,19	—
3	1,74	1,03	0,52	0,76	0,43	0,16	0,33	0,15	—
6	0,92	0,68	0,39	0,40	0,27	0,10	0,16	0,073	—
9	0,51	0,41	0,25	0,21	0,15	0,022	0,071	—	—
12	0,30	0,24	0,14	0,12	0,064	0,011	0,014	—	—
15	0,19	0,15	0,065	0,059	0,010	—	—	—	—
18	0,13	0,084	—	0,018	—	—	—	—	—
21	0,078	0,033	—	—	—	—	—	—	—
24	0,047	—	—	—	—	—	—	—	—
27	0,018	—	—	—	—	—	—	—	—
30	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Далее производился учет отражения ударной волны от земной поверхности. Для этой цели был использован график, приведенный в [8], основанный на эмпирических данных. График дает отношение избыточных давлений  $p_r/p_k$  за отраженной волной (в случае регулярного отражения) и за головной волной (в случае маховского отражения) к избыточному давлению за падающей волной в функции  $r_k$  и угла падения  $\varphi$  (подробнее о режимах отражения ударных волн см. работу [7]). Значения  $p_k$ , полученные в наших расчетах для всех 9 вариантов, представлены в табл. 1. Прочерк означает, что в данной точке  $p_k < 0,01$ . Значения  $p_r$  приведены в табл. 2.

Можно полагать, что головная часть вывала леса вызвана только взрывной волной. Карта вывала показывает, что он простирается на 15—17 км вперед от эпицентра. Будем считать

Таблица 2

Избыточное давление  $p_r$  в отраженной (головной) волне (варианты I—VIII)

$r_0$ , км	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
0	8,80	3,56	1,39	2,92	1,22	0,39	1,40	0,44
3	5,30	2,75	1,19	1,90	0,97	0,34	0,72	0,32
6	2,66	1,73	0,86	1,12	0,59	0,21	0,35	0,15
9	1,22	1,27	0,55	0,60	0,33	0,04	0,17	—
12	0,68	0,75	0,29	0,35	0,15	0,02	0,03	—
15	0,44	0,44	0,14	0,16	0,02	—	—	—
18	0,28	0,14	—	0,04	—	—	—	—
21	0,18	0,09	—	—	—	—	—	—
24	0,09	—	—	—	—	—	—	—
27	0,04	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Выше жирной линии находится область регулярного отражения, ниже — маховского.

вместе с А. В. Золотовым [11], что избыточное давление, необходимое для повала деревьев Тунгусской тайги, составляет  $p_r=0,1$  (с учетом отражения) или  $p_k=0,03-0,05$  (в падающей волне).

Анализ табл. 1 и 2 показывает, что по признаку избыточного давления варианты V—IX не обеспечивают вывала леса на расстоянии до 15 км от эпицентра и должны быть отброшены. Вариант I, напротив, приводит к слишком большому радиусу вывала ( $r=24$  км) и тоже должен быть оставлен. По тем же причинам не годится и вариант II ( $r=20$  км). Таким образом, остаются для рассмотрения почти равноценные варианты III и IV. Это означает, что энергия взрыва заключена в пределах от  $3 \cdot 10^{23}$  до  $10^{24}$  эрг, а высота от 5 до 10 км, т. е. таким путем уточнить высоту взрыва не удастся. В качестве оптимального значения энергии взрыва этот метод дает  $E_0=5,5 \cdot 10^{23}$  эрг, а для высоты  $H_0=7,5$  км.

Рассмотрим теперь горизонтальную составляющую скоростного напора  $q_\varphi = \frac{1}{2} \rho v^2 \sin \varphi$ , где  $v$  — скорость ветра относительно Земли;  $\rho$  — плотность воздуха;  $\varphi$  — угол направления движения волны с вертикальной плоскостью. Значения  $v$  рассчитывались по формуле:

$$v = \frac{c_0}{\gamma} p_r \left( 1 + \frac{\gamma+1}{2\gamma} p_r \right)^{-1/2}, \quad (10)$$

где  $c_0$  — скорость звука у земной поверхности;  $\gamma=1,4$ . Для отраженной волны (при регулярном отражении) угол  $\varphi$  принимался равным углу падающей волны, для головной волны полагалось  $\varphi=90^\circ$ . Значения  $q_\varphi$  в единицах СИ для тех же вариантов (кроме IX) приведены в табл. 3. Прочерки соответствуют  $q_\varphi < 10^2$  дин/см<sup>2</sup>.

Т а б л и ц а 3

Горизонтальная составляющая скоростного напора  
(варианты I—VIII)

$h_0$ , км	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
3	$1,0 \cdot 10^6$	$3,3 \cdot 10^5$	$7,7 \cdot 10^4$	$2,7 \cdot 10^5$	$7,5 \cdot 10^4$	$9,8 \cdot 10^3$	$6,4 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^4$
6	$8,2 \cdot 10^5$	$4,6 \cdot 10^5$	$8,3 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^5$	$5,7 \cdot 10^4$	$7,3 \cdot 10^3$	$3,6 \cdot 10^4$	$3,9 \cdot 10^3$
9	$2,8 \cdot 10^5$	$3,0 \cdot 10^5$	$5,2 \cdot 10^4$	$9,0 \cdot 10^4$	$3,2 \cdot 10^4$	$5,0 \cdot 10^2$	$9,6 \cdot 10^3$	—
12	$1,1 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^4$	$3,6 \cdot 10^4$	$7,6 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^2$	$3,3 \cdot 10^2$	—
15	$5,4 \cdot 10^4$	$5,4 \cdot 10^4$	$5,6 \cdot 10^3$	$9,1 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^2$	—	—	—
18	$2,4 \cdot 10^4$	$6,7 \cdot 10^3$	—	$5,9 \cdot 10^2$	—	—	—	—
21	$1,1 \cdot 10^4$	$2,9 \cdot 10^3$	—	—	—	—	—	—
24	$2,9 \cdot 10^3$	—	—	—	—	—	—	—
27	$5,9 \cdot 10^2$	—	—	—	—	—	—	—

Для суждения о применимости полученных значений  $q_{\phi}$  для объяснения Тунгусского вывала надо задать некоторое предельное значение  $q_{\phi_0}$ , создающее вывал. К сожалению, эта задача довольно неопределенная. По данным [8], вывал леса в средней полосе США обеспечивают следующие значения  $q_{\phi}$  (дин/см<sup>2</sup>): при 90% вывала  $q_{\phi}=4,5 \cdot 10^4$ ; при 30% вывала  $q_{\phi}=2 \cdot 10^4$ ; при слабом вывале  $q_{\phi}=10^4$ .

Однако в тунгусской тайге деревья обладают сравнительно слабой корневой системой (причина — вечная мерзлота, не позволяющая корням уходить вглубь), и для их вывала требуется значительно меньший скоростной напор. Однако численных данных для  $q_{\phi_0}$  у нас нет. Проведенные в 1961 г. динамометрические измерения [16] дают другую величину, а именно: валящий момент (в функции диаметра ствола), из которого трудно получить  $q_{\phi_0}$ , поскольку неизвестны такие параметры, как площадь кроны дерева, ее парусность и высота точки приложения равнодействующей валящего момента в случае действия ветра на дерево. Критическому значению  $p_r=0,10$  соответствует  $q_{\phi_0}=3 \cdot 10^3$ , что почти на порядок меньше, чем для лесов средней полосы США. Но для окончательных суждений о значении  $q_{\phi_0}$  нужны специальные эксперименты по воздействию воздушных волн на деревья Тунгусской тайги или данные по ветровалам от ураганных ветров в этом районе.

Если принять  $q_{\phi_0}=3 \cdot 10^3$  дин/см<sup>2</sup>, то придем к результатам, полученным первым методом (по избыточному давлению), если же принять  $q_{\phi_0}=2 \cdot 10^4$  дин/см<sup>2</sup>, то наилучшим окажется вариант II ( $H_0=7$  км,  $E_0=10^{24}$  эрг).

Ц и л и н д р и ч е с к а я в о л н а. Расчеты проводились по 30 вариантам: для 5 значений  $E_l$  через полпорядка от  $10^{17}$  до  $10^{19}$  эрг/см, для двух значений  $H_0$  (5 и 10 км) и трех значений  $i$  (15, 30 и 45°).

Первоначально при анализе результатов этих расчетов предполагалось, что характерная форма хвостовой части вывала («бабочка») может быть объяснена исключительно воздействием баллистической волны.

С этой точки зрения, выемка вдоль оси поля вывала (проекция траектории) объясняется тем, что ударная волна падает на вертикально стоящие деревья вдоль проекции траектории под более острым углом, чем на деревья, находящиеся в стороне от этой проекции (эффект наклона). Очевидно, что исследования избыточного давления падающей волны с этой точки зрения малопригодны, так как  $p_h$  не зависит от угла падения (некоторую поправку здесь вносит эффект отражения, так что  $p_r$  уже зависит от угла  $\phi$ ). Изодинамы  $p_h$  имеют вид полуэллипсов с большой осью, расположенной вдоль проекции траектории.

Гораздо больше приближаются к форме «бабочки» изодинамы горизонтальной составляющей скоростного папора  $q_{\phi}$  при

Рис. 1. График изодинам  $q_{\Phi}$  для варианта  $2 (Et=3 \cdot 10^{17}$  эрг/см,  $i=15^{\circ}$ ,  $H_0=5$  км/с) с учетом отражения.

Начало координат — в эпицентре. Пунктир — граница области регулярного (вдоль оси абсцисс) и маховекого отражения.

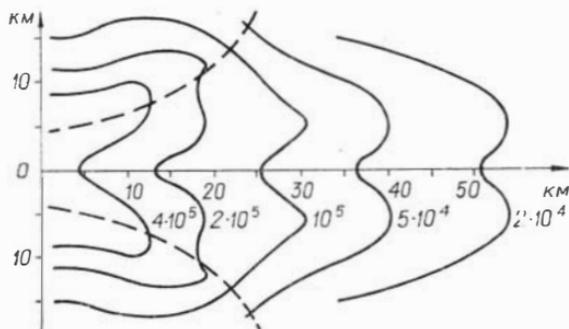
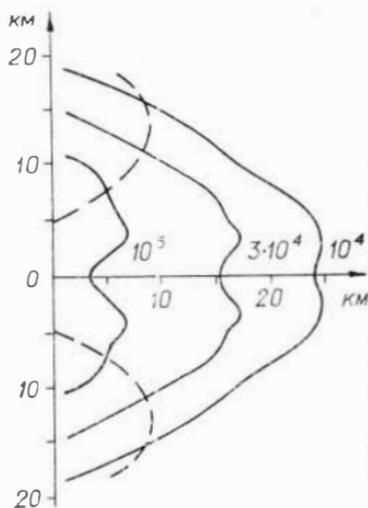
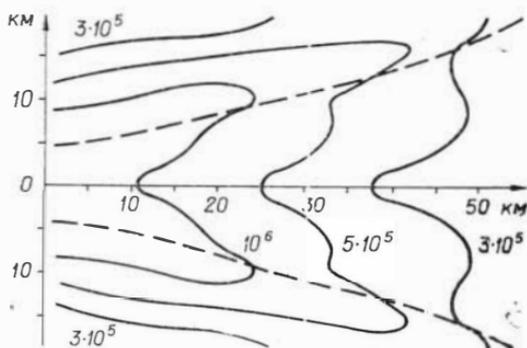


Рис. 2. График изодинам  $q_{\Phi}$  для вариантов 3 и 8 ( $Et=10^{18}$  эрг/см,  $i=15^{\circ}$ ,  $H_0=5$  км) с учетом отражения.

Рис. 3. График изодинам  $q_{\Phi}$  для вариантов 4 и 9 ( $Et=10^{18}$  эрг/см,  $i=15^{\circ}$ ,  $H_0=5$  км) с учетом отражения.



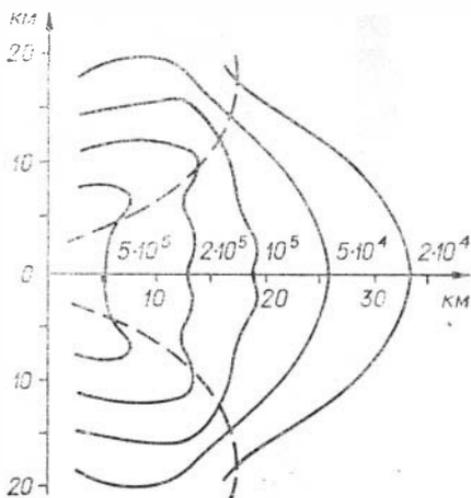


Рис. 4. График изодинам  $q_\phi$  для варианта 13 ( $E_l=10^{18}$  эрг/см,  $i=30^\circ$ ,  $H_0=5$  км) с учетом отражения.

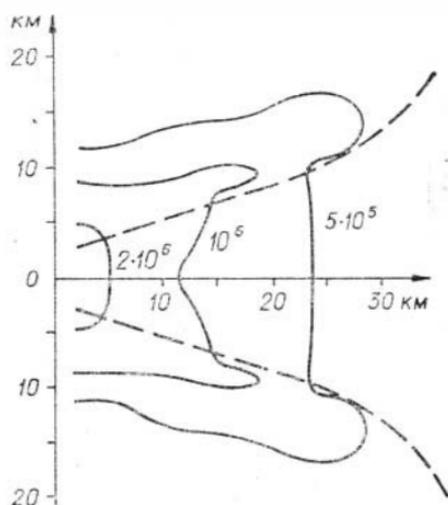


Рис. 5. График изодинам  $q_\phi$  для варианта 14 ( $E_l=3 \cdot 10^{18}$  эрг/см,  $i=30^\circ$ ,  $H_0=5$  км) с учетом отражения.

малых углах  $\phi$ . Вообще анализ полученных результатов для  $q_\phi$ , по нашему мнению, приводит к закономерностям, далеко выходящим за пределы тунгусской проблемы и характеризующим воздействие цилиндрических взрывных волн на земные объекты в зависимости от энергии ( $E_l$ ), высоты ( $H_0$ ) и угла наклона ( $i$ ) оси взрыва.

На рис. 1—5 представлены графики изодинам  $q_\phi$  для  $E_l=3 \cdot 10^{17}$ ,  $10^{18}$  и  $3 \cdot 10^{18}$  эрг/см,  $i=15$  и  $30^\circ$ . Нуль-пункт на

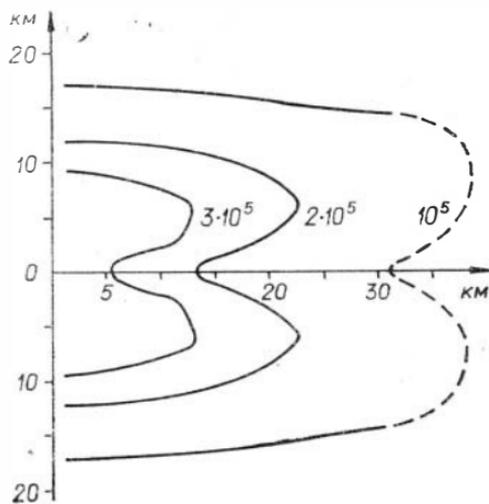


Рис. 6. График изодинам  $q_\phi$  для варианта 4 без учета отражения. Ср. с рис. 3.

всех графиках соответствует  $H_0=5$  км. Чтобы получить картину изодинам для других  $H_0$ , надо сдвинуть ось ординат вправо на величину  $(H_0=5) \operatorname{ctg} i$  км. Пунктирная кривая отделяет области регулярного (вблизи оси абсцисс, т. е. проекции траектории) и маховского отражений. Для выявления действия отражения на рис. 6 приведена система изодинам  $q_\phi$  для  $E_l=3 \cdot 10^{18}$  эрг/см,  $i=15^\circ$  без учета отражения (горизонтальная составляющая скоростного напора падающей волны).

**Анализ результатов.** Анализ графиков (рис. 1—6) показывает следующее.

1. Вблизи оси симметрии (проекции траектории) наблюдается характерная выемка, связанная с эффектом наклона. Она проявляется как до, так и после учета отражения, но только для малых углов ( $i=15^\circ$ ). По мере перехода к малым энергиям (см. рис. 1) эффект наклона проявляется слабее, особенно на больших расстояниях от эпицентра.

2. Область маховского отражения по мере перехода от малых энергий к большим захватывает все большую часть поля, приближаясь к оси симметрии. Изодинамы выгибаются вдоль границы маховского отражения (эффект Маха), образуя фигуру, напоминающую «бабочку» (см. рис. 2, 3).

3. По мере перехода к большим углам наклона ( $i=30^\circ$ ) эффект Маха проявляется слабее, граница маховского отражения загибается круче вверх и вниз, форма «бабочки» становится менее выраженной, а при малых энергиях исчезает вовсе (см. рис. 4—5).

4. Формы изодинам типа «бабочки» соответствуют, как правило, большим значениям скоростного напора ( $q_\Phi > 10^5$  дин/см<sup>2</sup>). Для значений  $q_\Phi$  порядка  $10^4$  дин/см<sup>2</sup> при рассмотренных углах наклона траектории «бабочка» не получается.

5. С повышением высоты конечной точки траектории  $H_0$  (а значит, и всей траектории) изодинамы идут более гладко, их осевая симметрия проявляется слабее.

6. Изменение  $q_\Phi$  вдоль проекции траектории (рис. 7) для данного угла происходит с почти постоянным градиентом, т. е. кривые параллельны друг другу. Чем больше  $i$ , тем круче идут кривые.

7. Для разных  $H_0$  кривые  $q_\Phi(r)$  имеют разный нуль-пункт: чем меньше  $H_0$ , тем больше  $q_\Phi$ .

8. Замечательно, что кривые  $q_\Phi(r)$  вдоль проекции траектории для разных  $i$  при том же  $H_0$  пересекаются в одной точке, т. е. в этой точке  $q_\Phi$  не зависит от угла наклона. Расстояние этой точки от эпицентра тем больше, чем больше  $H_0$ .

Формы изодинам типа «бабочки» для  $q_\Phi$  были впервые получены теоретически в работе В. П. Коробейникова, П. И. Чушкина и Л. В. Шуршалова [18], где ударная волна Тунгусского метеорита моделировалась цилиндрической баллистической волной с ее усилением на конце траектории с учетом

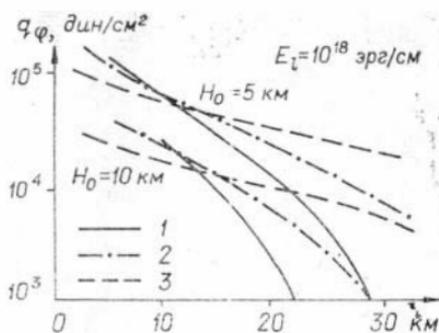


Рис. 7. Изменение  $q_\Phi$  вдоль проекции траектории для  $E_l=10^{18}$  эрг/см и различных  $H_0$  и  $i$  (с учетом отражения).  
1 —  $45^\circ$ ; 2 —  $30^\circ$ ; 3 —  $15^\circ$ .

концевого эффекта. Однако, несмотря на то, что принципиальная постановка задачи и ход решения в работе [18] совершенно правильны, ее количественные результаты ошибочны по следующим причинам:

1) авторы недооценили влияние неоднородности атмосферы на распространение слабых ударных волн и даже не исследовали допустимость примененного ими приближения. Практически, как легко показать, это приближение сводится к полному пренебрежению неоднородностью атмосферы;

2) авторы учитывали только чисто баллистическую волну летящего метеорита и совершенно не учли гораздо более сильную абляционную волну.

В результате значения энергий  $E_0$  и  $E_l$  оказались заниженными на один-два порядка. Кроме того, влияние параметров  $E_l$  и  $q_r$  на форму «бабочки» в работе [18] получилось иным, чем в нашей работе: эти формы в [18] сглаживаются при увеличении  $E_l$  и  $q_r$ , а не при их уменьшении, как у нас. Это расхождение тоже объясняется, по-видимому, учетом неоднородности атмосферы в указанной работе.

Подойдем теперь к нашей проблеме с несколько иной точки зрения: будем исходить из реальной формы поля вывала и потребуем сперва, чтобы на его границе значения  $q_\Phi$  были одинаковы.

Введем на земной поверхности прямоугольную систему координат, обозначив через  $x$  расстояние от эпизцентра в направлении проекции траектории и через  $y$  — расстояние от этой проекции в перпендикулярном направлении. Выберем (рис. 8) две точки  $A$  и  $B$  с координатами:  $A(x=27 \text{ км}, y=0)$  и  $B(x=30 \text{ км}, y=30 \text{ км})$ . Обе они лежат на границе вывала, но точка  $A$  — на оси, а точка  $B$  — на оконечности «крыла бабочки».

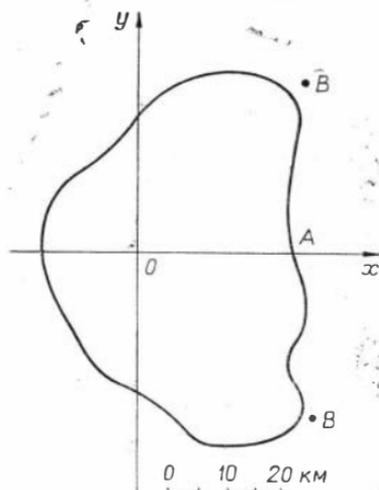


Рис. 8. Форма поля вывала леса и характерные точки  $A$  и  $B$ .

Казалось бы, параметры падающей волны, обусловившие повал деревьев, должны быть одинаковы или хотя бы близки в обеих точках. На самом деле имеет место обратное, как видно из табл. 4, где для  $E_l=3 \cdot 10^{18}$  эрг/см при всех сочетаниях  $H_0, i$  приведены значения  $p_k$  и  $q_\Phi$  в точках  $A$  и  $B$ , а также отношения этих величин в смысле  $A : B$ .

Таким образом, избыточное давление в точке  $A$  в 5—7 раз, а горизонтальный скоростной напор при малых углах — в 4—10 раз, а при больших — в 25—55 раз больше, чем в точке  $B$ . Это свидетельствует в пользу малых углов

Значения  $p_K$  и  $q_\Phi$  в точках А и В, град

$i$	Точка А			Точка В			Отношение А:В		
	15	30	45	15	30	45	15	30	45
$p_K$ $\left\{ \begin{array}{l} H_0=5 \text{ км} \\ H_0=10 \text{ км} \end{array} \right.$	1,65	1,03	0,67	0,22	0,19	0,13	7,5	5,4	5,1
	1,01	0,70	0,47	0,17	0,13	0,07	5,9	5,4	6,7
$q_\Phi \cdot 10^{-3}$ $\left\{ \begin{array}{l} H_0=5 \text{ км} \\ H_0=10 \text{ км} \end{array} \right.$	479	414	372	78	69	14	6,1	6,0	2,6
	214	228	196	58	24	3,6	3,7	9,5	54,5

наклона. Отмеченный эффект можно объяснить различно.

1. Угол наклона траектории  $i < 15^\circ$ . Очевидно, что чем меньше угол  $i$ , тем сильнее будет проявляться эффект наклона, поскольку тогда вдоль оси волна будет падать почти отвесно, а по бокам — под весьма острыми углами. Кроме того, при понижении угла  $i$  уменьшится высота траектории над хвостовой частью вывала и усилится эффект Маха.

Обработка наблюдений очевидцев дала в свое время  $i=8-17^\circ$  [13]. Можно привести в пользу малых углов помимо уже перечисленных доводов и графиков изданных следующее простое соображение. Как уже говорилось, Гунгусский метеорит наблюдался в с. Преображенка, в 400 км от эписцентра. При различных предполагаемых углах наклона высота метеорита над Преображенкой была бы:

$i$ , град	10	15	30	45
$H$ , км	75	115	250	410

Поскольку явление болида возникает ниже 150 км, можно отсюда с уверенностью утверждать, что  $i \leq 20^\circ$ . В дальнейшем нами будут проведены расчеты баллистической волны для  $i=10^\circ$ .

2. Иной закон воздействия ударной волны на дерево, отличный от  $q_\Phi = q \sin \phi$ . Передача усилия, возникающего от действия ветра на дерево, происходит весьма сложным образом: от кроны к ветвям и от последних — к стволу. Закон зависимости валящего усилия от угла между направлением ветра и осью дерева (стволом), в сущности говоря, неизвестен. Ветры обычного происхождения дуют горизонтально, и этот угол всегда равен  $90^\circ$ . Можно предполагать, что эффективный скоростной напор  $q_s$  выражается так:

$$q_s = q \sin^n \phi, \quad (11)$$

где  $n > 1$ . Определить  $n$  нетрудно по данным табл. 4. Для приведения отношений  $q_A/q_B$  к единице необходимы сле-

дующие значения  $n$ :

	$H_0=5$ км	$H_0=10$ км
$i=15^\circ$	2,7	2,1
$i=30^\circ$	4,4	6,6

Для  $i=45^\circ$   $\varphi_B < \varphi_A$  и задача подбора  $n$  не решается. Если принять  $i=15^\circ$ , можно положить  $n=2,5$ , т. е.  $q_3=q \sin^{2,5}\varphi$ , но пока это только гипотеза.

Все же оба приведенных возможных объяснения нельзя признать удовлетворительными. Как при понижении угла наклона, так и при введении закона  $\sin^n\varphi$  усилятся выемка вдоль оси на графиках изодинам, тогда как реальная «бабочка вывала» (см. рис. 8) большой выемки не имеет. Более того, если учесть возможные флуктуации, связанные с рельефом местности и другими факторами, восточную границу можно представить прямой, перпендикулярной проекции траектории. Это заставляет нас предположить третье, наиболее вероятное объяснение формы вывала.

3. Резкое усиление энергии баллистической волны в районе точки  $A$ . Представим себе, что энергия  $E_l$  восточнее точки  $A$  (точнее, плоского сечения, проходящего через  $A$ ) была недостаточна для вывала даже в  $A$ , но в момент перехода Тунгусского тела через это сечение энергия  $E_l$  резко усилилась и стала достаточной для повала леса не только в  $A$ , но и в  $B$ . Это предположение имеет ряд преимуществ, поскольку оно устраняет противоречие между значениями  $p_r$  и  $q_r$  в точках  $A$  и  $B$ , не требует равенства этих значений в  $A$  и  $B$  и объясняет почти прямую форму восточной границы поля вывала.

Косвенным подтверждением нашего предположения является исследование формы области лучистого ожога деревьев в районе Тунгусской катастрофы Н. В. Васильевым и Ю. А. Львовым [6], которые пришли к выводу, что эта область вытянута вдоль траектории и простирается на 14 км от эпицентра назад и на 7 км вперед (а также в стороны), имея довольно резкую восточную границу. Любопытно, что радиусы простираения зоны лучистого ожога, как и области вывала леса, «назад» и «вперед» относятся как 2 : 1, но для первой они ровно вдвое меньше, чем для второй. Авторы [6] тоже объясняют полученный ими результат резким усилением излучения Тунгусского тела на заключительном отрезке траектории. Различия форм и размеров зоны лучистого ожога и области вывала могут быть объяснены различием законов распространения излучения и ударной волны в реальной атмосфере.

Следует еще раз обратить внимание на то, что ни одна из «бабочек», полученных в работе [18], так же как и в нашей работе, не походит по форме на реальную «бабочку вывала».

Попробуем теперь оценить в рамках сделанного предположения энергию  $E_l$  до и после усиления (физической причиной такого усиления могло быть дробление Тунгусского тела и, как следствие, увеличение его поверхности и скорости абляции). Построим для этого график зависимости  $p_r$  и  $q_\phi$  в точках А и В от значения  $E_l$  для различных вариантов положения траектории (рис. 9).

Как видно из рис. 9, для точки А по признаку  $q_\phi > 10^3$  дин/см<sup>2</sup> получаем  $E_l = (4-8) \times 10^{17}$  эрг/см

и и предел энергии баллистической волны до распада тела). По признаку  $p_r > 0,1$  получаем несколько меньшие значения. В точке В имеем по обоим признакам  $E_l = (1,6-2,2) \cdot 10^{18}$  эрг/см (и и ж и и и предел энергии баллистической волны после распада тела). Впрочем, этот предел не может сильно отличаться от самой величины  $E_l$ , ибо иначе вывал леса простирался бы гораздо дальше точки В от оси. Таким образом, усиление энергии произошло в 2—5 раз и более. Как нетрудно убедиться (см. рис. 9), некоторое изменение граничных значений  $q_\phi$  или  $p_r$  мало скажется на приведенных оценках  $E_l$ .

Будем полагать, что до распада над точкой А Тунгусское тело было единым, и подсчитаем вероятные массу и скорость тела. Значению  $E_l = 4 \cdot 10^{17}$  эрг/см соответствуют  $v = 22,5$  км/с и  $m = 2 \cdot 10^{11}$  г (200 000 т), значению  $E_l = 8 \cdot 10^{17}$  эрг/см —  $v = 30$  км/с и  $m = 1,1 \cdot 10^{11}$  г (110 000 т).

Приходим к следующим выводам.

1. Сравнение расчетов действия взрывной и баллистической волн (при различных сочетаниях их параметров) на деревья в районе Тунгусской катастрофы с действительной картиной поля вывала показывает, что взрыв Тунгусского тела произошел на высоте  $H_0 = 7,5 \pm 2,5$  км и имел энергию  $E_0 = (5,5 \pm 2,5) \times 10^{23}$  эрг.

2. Форма поля вывала, близкая к полуокругу, может быть объяснена лишь в предположении, что Тунгусское тело за 30 км до точки взрыва испытало дробление, сопровождавшееся резким усилением интенсивности абляции и энергии баллисти-

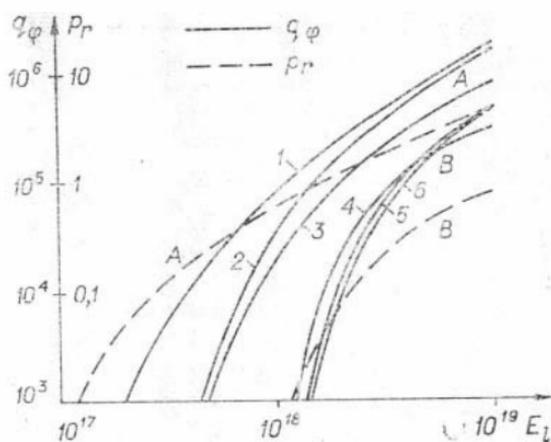


Рис. 9. Зависимость избыточного давления за отраженной или головной волной  $p_r$  и скоростного напора  $q_\phi$  от энергии  $E_l$  в точках А и В для различных параметров траектории:

1,4 —  $i = 15^\circ$ ,  $H_0 = 5$  км; 2,5 —  $i = 30^\circ$ ,  $H_0 = 5$  км; 3,6 —  $i = 15^\circ$ ,  $H_0 = 10$  км; 1,3 — точка А; 4,6 — точка В. Кривые для  $p_r$ :  $i = 15^\circ$ ,  $H_0 = 5$  км.

ческой (абляционной) волны от  $E_l \leq (6 \pm 2) \cdot 10^{17}$  до  $E_l = (1,2 \pm 0,3) \cdot 10^{18}$  эрг/см.

3. В этом предположении наиболее вероятно, что Тунгусское тело имело массу  $(1,5 \pm 0,5) \cdot 10^{11}$  г и скорость  $26 \pm 4$  км/с.

4. Наиболее вероятны малые углы наклона траектории Тунгусского метеорита к горизонту:  $15^\circ$  или менее.

5. Изучены общие закономерности воздействия сферической взрывной и цилиндрической баллистической ударной волн на вертикально стоящие препятствия с учетом неоднородности атмосферы.

6. Учет неоднородности атмосферы при рассмотрении распространения слабых ударных волн имеет большое, а подчас решающее значение, и пренебрежение им даже на расстояниях порядка высоты однородной атмосферы может привести к результатам, ошибочным по порядку величины.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бронштэн В. А. Воздушные волны Тунгусского метеорита.—«Астрон. вестник», 1969, т. 3, № 4, с. 214—222.
2. Бронштэн В. А. Распространение сильной цилиндрической волны в неоднородной атмосфере.—«Изв. АН СССР. Механика жидк. и газа», 1970, № 6, с. 108—111.
3. Бронштэн В. А. Распространение сферических и цилиндрических взрывных волн в неоднородной атмосфере с учетом противодействия.—«Журнал прикл. механики и техн. физики», 1972, № 3, с. 84—90.
4. Бронштэн В. А. Распространение воздушных волн Тунгусского метеорита с учетом неоднородности атмосферы.—«Астрон. вестник», 1972, т. 6, № 1, с. 22—28.
5. Бронштэн В. А., Бувевич Ю. А. и др. Экспериментальное изучение абляции метеоритов.—«Астрон. вестник», 1968, т. 2, № 3, с. 139—152.
6. Васильев Н. В., Львов Ю. А. Лучистый ожог деревьев в районе падения Тунгусского метеорита.—«Природа», 1974, № 3, с. 99—101.
7. Гвоздикова Л. Г., Станюкович А. К. Отражение от земной поверхности ударных волн, возникающих при падении метеоритов.—«Астрон. вестник», 1972, т. 6, № 4, с. 228—236.
8. Действие ядерного оружия. М. Воениздат, 1963, 679 с.
9. Добровольский О. В. Взрывная волна, связанная с движением метеорного тела.—«Бюлл. Сталинабад. астрон. обсерв.», 1952, № 6, с. 11—16.
10. Жариков И. Ф., Немчинов И. В., Цикулин М. А. Исследование воздействия на твердое вещество светового излучения, полученного при помощи источника взрывного типа.—«Журн. прикл. механики и техн. физики», 1967, № 1, с. 31—44.
11. Золотов А. В. Проблема Тунгусской катастрофы. Минск, «Наука и техника», 1969, 202 с.
12. Зоткин И. Т., Цикулин М. А. Геометрия ударной волны Тунгусского метеорита.— В кн.: Метеоритика. Вып. XXVIII. М., «Наука», 1968, с. 114—124.
13. Левин Б. Ю. К вопросу о скорости и орбите Тунгусского метеорита.— В кн.: Метеоритика. Вып. XI. М., «Наука», 1954, с. 132—136.

14. **Овсянников Л. В.** Приближенный метод пересчета закона распространения одномерных ударных волн.— «Журн прикл. механики и техн. физики», 1972, № 1, с. 55—57.
  15. **Фаст В. Г.** Статистический анализ параметров Тунгусского вывала.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, Изд-во ТГУ, 1967, с. 40—61.
  16. **Флоренский К. П.** Предварительные результаты Тунгусской метеоритной комплексной экспедиции 1961 г.— В кн.: Метеоритика. Вып. XXIII. М., «Наука», 1963, с. 3—29.
  17. **Цикулин М. А.** Ударные волны при движении в атмосфере крупных метеоритных тел. М., «Наука», 1969, 86 с.
  18. **Korobeinikov V. P., Chushkin P. J., Shurshalov L. V.** Gas dynamics of the flight and explosion of meteorites. *Astronautica Acta*, 1972, 17, p. 339—348.
  19. **Laumbach D. D., Probstein R. F.** A point explosion in a cold exponential atmosphere. *Journ. Fluid Mech.*, 1969, 35, pt. 1, p. 53—75.
-

## К ВОПРОСУ О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ИСТОЧНИКА ОЖГОВЫХ ПОВРЕЖДЕНИЙ В РАЙОНЕ ПАДЕНИЯ ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА

Специфические повреждения, обнаруженные на ветвях лиственниц в районе падения Тунгусского метеорита и получившие название ожоговых повреждений, подробно описаны Г. М. Зенкиным, А. Г. Ильиным, В. А. Воробьевым, В. В. Байер [1, 3, 4]. И. И. Журавлев [2] на основании фитопатологического анализа подтвердил, что эти повреждения действительно являются результатом теплового ожога, указав при этом, что они могли возникнуть от воздействия сухого жара выше  $300^{\circ}\text{C}$ , возможно, не менее  $1000^{\circ}\text{C}$ , если учесть вероятную мгновенность воздействия. Г. М. Зенкин и А. Г. Ильин определили по этим повреждениям [3] центр источника излучения, координаты которого имеют значения:

$$x_1 = 38,60 \pm 0,30 \text{ км}, \quad y_1 = 22,10 \pm 0,35 \text{ км}, \quad h_1 = 4,80 \pm 0,55 \text{ км}, \quad (1)$$

где  $x_1, y_1$  — координаты в системе, описанной в [5], а  $h_1$  — высота над поверхностью земли.

Метод, использованный в [3], основан на предположении, что точка (1) минимизирует сумму квадратов расстояний до так называемых ожоговых плоскостей (ожоговая плоскость для рассматриваемой ветки проходит через ось ветки и центральную линию ожогового повреждения; угол, образуемый ожоговой плоскостью с вертикальной плоскостью, проходящей через ось ветки, обозначается через  $\varphi$ ; подробно о геометрических параметрах ожоговых поражений см. в [4]). Сами расчеты в [3] выполнены на основании 19 веток. В дальнейшем под руководством А. Г. Ильина был собран и систематизирован большой фактический материал по ожоговым повреждениям, использование которого позволило повторить аналогичный расчет на основании 168 веток. Координаты точки, минимизирующей расстояния до ожоговых плоскостей имеют значения:

$$x_2 = 39,5 \text{ км}, \quad y_2 = 22,1 \text{ км}, \quad h_2 = 0,74 \text{ км}, \quad (2)$$

а 90%-ный эллипсоид рассеяния близок к сфере радиуса 1,0 км. При сравнении координат (2) с координатами (1) обнаруживается резкое несоответствие высот источника. Полу-

ченная здесь высота  $h_2=0,74$  км противоречит гипотезе ожога из высокорасположенного малопротяженного источника лучистой энергии. Аналогичный результат получается и при несколько ином подходе к анализу направленности ожоговых плоскостей.

Рассмотрим горизонтальную плоскость, расположенную на некоторой высоте. Ожоговые плоскости образуют в сечении с этой плоскостью семейство прямых, локализующихся около некоторой точки горизонтальной плоскости. По методу наименьших квадратов можно отыскать точку, минимизирующую сумму квадратов расстояний до прямых, и построить доверительный эллипс. Если модель лучистого ожога из единого центра верна, то описанный доверительный эллипс будет иметь минимальные размеры в плоскости, проходящей через центр ожога. Согласно расчетам, выполненным на основании всего имеющегося материала, минимальным является доверительный эллипс, построенный на уровне земной поверхности; центры доверительных эллипсов для различных уровней лежат на прямой, проходящей через центральную часть вывала леса под углом  $25^\circ$  к горизонту в направлении  $284^\circ$  от истинного меридиана. В наклоне прямой, являющейся геометрическим местом центров доверительных эллипсов, не усматривается какой-либо физический смысл, в то время как ее горизонтальная проекция примерно совпадает с продолжением проекции траектории Тунгусского метеорита [5]. Последнее обстоятельство, по-видимому, не случайно.

Таким образом, рассмотренный подход снова привел к противоречию с моделью лучистого ожога [3] из высокорасположенного локализованного источника. Однако формальные противоречия не позволяют окончательно отвергнуть рассматриваемую модель. Кроме предположения о неверности рассматриваемой модели ожога, возможна и другая интерпретация полученных результатов: модель высотного точечного источника лучистого ожога верна, а рассмотренные здесь оценки координат источника имеют смещение по высоте, вызванное возможным поворотом веток (и ожоговых плоскостей) около их осей (случайные колебания угла  $\varphi$ ). Для определения влияния случайных колебаний угла  $\varphi$  на величину смещения оценки высоты вышеизложенными методами может быть использован следующий подход. Пусть точка  $(x_0, y_0, h_0)$  в пространстве была источником лучистого ожога. Тогда для 168 веток, положение которых в пространстве в результате проведенных полевых исследований известно, можно рассчитать «теоретическое» положение ожоговой плоскости (угол  $\varphi_0$ , образуемый ею с вертикальной плоскостью, проходящей через ось ветки). Пусть далее угол  $\varphi$ , который образует фактическая ожоговая плоскость с той же вертикальной плоскостью, определяется соотношением  $\varphi = \varphi_0 + \xi$ , где  $\xi$  — нор-

Расчет координат источника  $x, y, h$ 

Номер реализации	1			2			3		
	$x$	$y$	$h$	$x$	$y$	$h$	$x$	$y$	$h$
$\sigma$ , град									
0	39,00	22,00	5,00	39,00	22,00	5,00	39,00	22,00	5,00
1	39,02	22,01	5,01	38,97	22,01	4,98	38,98	22,00	4,99
2	39,04	22,02	5,02	38,93	22,02	4,95	38,97	22,01	4,91
4	39,08	22,04	4,99	38,87	22,04	4,85	38,94	22,02	4,91
8	39,15	22,08	4,79	38,75	22,08	4,55	38,87	22,05	4,69
16	39,20	22,16	4,02	38,59	22,11	3,65	38,74	22,11	4,02
32	39,05	22,05	2,32	38,62	22,12	1,72	38,63	22,27	2,43

мально распределенная случайная величина с нулевым средним и дисперсией  $\sigma^2$ . Изменяя параметр  $\sigma$ , можно получить различные по степени зашумленности модели. В табл. 1 приведены результаты расчета (три варианта оценок) координат источника  $x, y, h$  вышеописанным способом при условии, что положение точечного источника истинно при  $x_0=39,0$  км,  $y_0=22,0$  км,  $h_0=5,0$  км.  $\sigma$  принимает указанные там значения, и случайная величина  $\xi$  моделируется на ЭВМ (три варианта соответствуют трем различным реализациям модели на ЭВМ). Во всех трех случаях по мере роста  $\sigma$  вычисленная высота источника понижается, что указывает на смещение оценки высоты в сторону уменьшения. Как видно из табл. 1, начиная со значений  $\sigma$  порядка  $16^\circ$ , смещение становится достаточно существенным.

Для оценки дисперсии угла  $\varphi$  ожоговых плоскостей веток в районе падения Тунгусского метеорита по имеющимся в настоящее время данным необходимо знать координаты  $x_0, y_0, h_0$  источника лучистого ожога. В этом случае имела бы место оценка

$$\sigma^2(x_0, y_0, h_0) = \frac{1}{\sum_{i=1}^n p} \sum_{i=1}^n p_i [\varphi_i - \hat{\varphi}_i(x_0, y_0, h_0)]^2, \quad (3)$$

где  $n$  — общее число веток,  $\varphi_i$  — угол  $\varphi$ , измеренный для  $i$ -той ветки,  $p_i$  — вес этого измерения,  $\hat{\varphi}_i(x_0, y_0, h_0)$  — угол  $\varphi$ , рассчитанный для  $i$ -той ветки в предположении, что источник излучения находится в точке  $(x_0, y_0, h_0)$ . Так как координаты  $x_0, y_0, h_0$  неизвестны, можно попытаться найти минимум выражения (3), в которое вместо  $x_0, y_0, h_0$  подставлены координаты  $x, y, h$ , текущей точки пространства. В этом случае координаты  $x_0, y_0, h_0$ , доставляющие минимум выражению (3), являются оценкой координат источника излучения и, кроме того, величина  $\sigma^2(x_0, y_0, h_0)$  является нижней оценкой вы-

борочной дисперсии (3), ибо

$$\sigma^2(x'_0, y'_0, h'_0) \leq \sigma^2(x_0, y_0, h_0),$$

где  $(x_0, y_0, h_0)$  — истинный центр излучения. Угол  $\hat{\varphi}_i(x, y, h)$  связан с координатами  $i$ -той ветки  $x_i, y_i, \alpha_i, \beta_i$ , (см. [3]) соотношением

$$\hat{\varphi}_i(x, y, h) = \arctg \frac{(x - x_i) \sin \alpha_i - (y - y_i) \cos \alpha_i}{(x - x_i) \cos \alpha_i \sin \beta_i + (y - y_i) \sin \alpha_i \sin \beta_i - h \cos \beta_i}.$$

Ввиду сложной зависимости  $\sigma^2(x, y, h)$  минимум найден на ЭВМ. В качестве веса  $p_i$  взята длина поражения вдоль  $i$ -той ветки. Кроме глобального поиска минимума ищались условные минимумы (см. табл. 2) для ряда фиксированных значений высоты  $h$ .

Таким образом, в табл. 2 указаны наименьшие возможные значения стандарта  $\sigma$  в предположении, что высота источника излучения  $h$ . Глобальный минимум выражен очень слабо и находится в точке

$$x'_0 = 37,0 \text{ км}, \quad y'_0 = 26,5 \text{ км}, \quad h'_0 = 40,0 \text{ км}, \quad (4)$$

при этом  $\sigma(x'_0, y'_0, h'_0) = 0,710 \text{ рад} \approx 40^\circ 40'$ . Для точки (1)  $\sigma(x_1, y_1, h_1) = 0,886 \text{ рад} \approx 50^\circ 50'$ .

Координаты (4) в связи со слишком большим значением  $h'_0$  не следует рассматривать как координаты источника ожога. Завышение высоты в данном случае снова может быть результатом смещенности рассматриваемой оценки, так как значение стандарта  $\sigma$  для угла  $\varphi$  весьма велико (не менее  $40^\circ$ ). Чаще всего предполагают, что высота источника излучения  $h \approx 5 \text{ км}$  (под влиянием [3] и других соображений «здравого

Таблица 2

Значения условных минимумов

$h, \text{ км}$	$\sigma_{\min}, \text{ рад}$						
1	1,203	6	0,824	11	0,744	17	0,720
2	1,059	7	0,798	12	0,737	20	0,715
3	0,962	8	0,779	13	0,732	25	0,712
4	0,905	9	0,764	14	0,728	30	0,711
5	0,860	10	0,753	15	0,725	40	0,710

смысла»). Из вышеизложенного следует, что в настоящее время нет удовлетворительной оценки этой высоты. Если же все-таки принять гипотезу  $h=5$  км, то из табл. 2 следует, что  $\sigma \approx 50^\circ$ , а этого достаточно, чтобы результат (2), в котором содержится оценка высоты, не противоречил этой гипотезе.

Однако здесь возникает новое обстоятельство, которое, возможно, позволит сделать окончательный вывод. Речь идет о необходимости объяснить столь большое значение  $\sigma$ . Погрешность измерения угла  $\varphi$ , как следует это из [1], составляет примерно  $5^\circ$ . Основную долю в величину  $\sigma$  угла  $\varphi$  вносит влияние неоднородности толщины коры ветки, частичная экранировка данной ветки другими ветками в момент ожога, искажение полосы ожога в процессе зарастания поражения, изменение положения ветки в пространстве в процессе роста. В случае получения оценки величины  $\sigma$  с учетом этих факторов ее можно было бы использовать для проверки гипотезы ожога из локализованного источника лучистой энергии. Если окажется, что величина  $\sigma$ , полученная в результате такой оценки, значительно меньше  $40^\circ$ , то эту гипотезу надо будет отвергнуть. В противном случае можно лишь констатировать, что степень зашумленности угла  $\varphi$  очень высока и что ожоговые плоскости не содержат никакой информации о положении в пространстве источника ожога.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев В. А., Ильин А. Г., Шкута Б. Л. Изучение термических поражений веток лиственниц, переживших Тунгусскую катастрофу.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 110—117.
  2. Журавлев И. И. О возможной причине повреждения ветвей лиственницы в районе падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 118—119.
  3. Зенкин Г. М., Ильин А. Г. О лучевом ожоге деревьев в районе взрыва Тунгусского метеорита.— В кн.: Метеоритика. Вып. 24. М., «Наука», 1964, с. 129—140.
  4. Ильин А. Г., Воробьев В. А., Байер В. В. Связь параметров поражения веток лиственниц со световой энергией.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 105—109.
  5. Фаст В. Г., Бояркина А. П., Бакланов М. В. Разрушения, вызванные ударной волной Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 62—104.
-

## О ВОЗНИКНОВЕНИИ ЛЕСНОГО ПОЖАРА В РАЙОНЕ ПАДЕНИЯ ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА

Одна из гипотез объясняет возникновение лесного пожара при падении Тунгусского метеорита лучистым теплом от взрыва. Полезным фактическим материалом для проверки этой гипотезы могут явиться данные о тепловом импульсе, необходимом для воспламенения лесных органических веществ (представленных главным образом живыми растениями и растительными остатками).

Из-за большого расхода тепла на испарение воды тепловой импульс в сильной степени зависит от влагосодержания органических веществ. Так как большинство живых растений регулируют транспирацию, влагосодержание их не бывает ниже 70% относительно веса в абсолютно сухом состоянии. Лишь некоторые лесные мхи и кустистые лишайники сохраняют жизнеспособность при понижении влагосодержания до 8—10%. Мертвые растительные остатки (опавшие хвоинки, листья деревьев, упавшие на поверхность почвы, отмершие листья и стебли трав), как и указанные мхи с лишайниками, гигроскопичны. Влагосодержание их довольно быстро изменяется с изменением влажности воздуха и может понизиться до 6—8%, если влажность воздуха очень низкая.

Перечисленные гигроскопические лесные горючие материалы в сухом состоянии наиболее воспламенимы. Однако они находятся под пологом леса, который частично мог прикрывать их в момент предполагаемого взрыва. Влагосодержание живой хвои в пологе леса колеблется от 120 до 280% и зависит, главным образом, от ее возраста. По нашим исследованиям (Курбатский Н. П. Сезонные изменения влажности хвои, листьев и веточек у основных древесных пород тайги.— В кн.: Вопросы лесной пирологии. Красноярск, 1970, с. 155—185), влагосодержание только что распутившейся молодой хвои сосны, пихты, кедра, ели и лиственницы достигает даже 300%, к осени снижаясь до 140—150%. В возрасте свыше 10 месяцев хвоя вечнозеленых древесных пород имеет влагосодержание в пределах от 120 до 140%. Средняя продолжительность жизни хвои около 5 лет, поэтому среднее содержание влаги в основной массе хвои в вечнозеленом лесу можно принять за 130%.

Исходя из приведенных данных, мы провели опыты по зажиганию описанных горючих материалов лучистым тепловым потоком с помощью установки С. С. Хлевногo. В этой установке излучающим теплом служит нагреваемая электрическим током графитовая пластина. Плотность лучистого теплового потока ( $q$  кал·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>), падающего на горючее, может регулироваться изменением расстояния до него от пластины в пределах от 0 до 10 кал·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>. Измерение плотности потока энергии производится калориметром, вмонтированным на стойке среди воспламеняемого горючего материала. Продолжительность экспозиции ( $\tau$ ) и тепловой импульс ( $q \cdot \tau$  кал·см<sup>-2</sup>) можно изменять с помощью заслонки перед горючим материалом.

На рис. 1 представлены результаты определения теплового импульса, необходимого для зажигания наиболее легковоспламеняемых гигроскопических лесных горючих материалов в зависимости от продолжительности воздействия на них тепловым потоком. Испытанные образцы горючего были собраны нами в районе падения на горе Стойковича, а измерение воспламеняемости по нашему заданию выполнено научным сотрудником Института леса и древесины им. В. Н. Сукачева СО АН СССР М. А. Софроновым и старшим лаборантом А. В. Филипповым. На рисунке для сопоставления приведены данные С. С. Хлевногo для здоровой древесины сосны.

На основании графика зависимость теплового импульса от продолжительности воздействия потоком лучистой энергии можно признать линейной. Различия в величине импульса, необходимого для воспламенения четырех наиболее распространенных горючих материалов, не выходят из пределов вари-

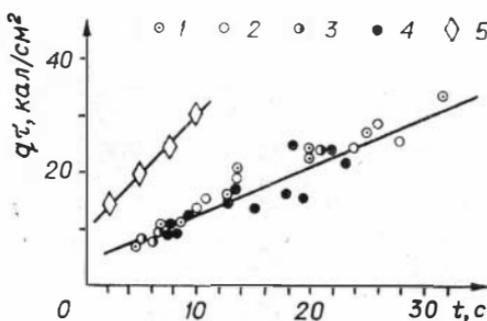


Рис. 1. Зависимость величины теплового импульса, необходимого для воспламенения гигроскопических горючих материалов, от продолжительности воздействия на них лучистым тепловым потоком.

1 — лишайник кладония; 2 — мох Шребера; 3 — усохшие злаки; 4 — усохшие листья березы и осины; 5 — древесина сосны.

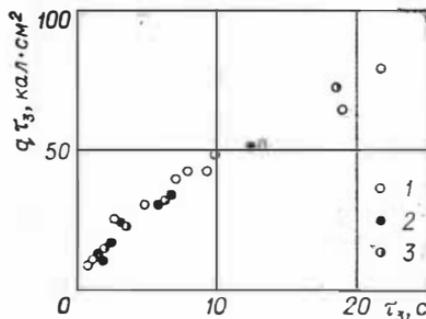


Рис. 2. Зависимость величины теплового импульса, необходимого для воспламенения живой хвои некоторых древесных пород, от продолжительности воздействия на нее лучистым тепловым потоком.

1 — сосна; 2 — ель; 3 — кедр.

рования рассматриваемой величины. Пользуясь графиком, можно определить, что при продолжительности взрыва в 2 с необходимая плотность лучистого теплового потока будет равна  $3,0 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ , а при продолжительности в 10 с соответственно  $1,3 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ . Для древесины сосны плотность лучистого теплового потока должна быть примерно вдвое большей.

На рис. 2 аналогичные данные приведены для воспламенения живой хвои сосны, ели и кедра при влажности 130%. Эти определения выполнены по нашему заданию младшим научным сотрудником Института леса и древесины В. А. Коновым. В этом случае особенности хвои разных древесных пород не оказывают заметного влияния на величину необходимого импульса, но зависимость нелинейная. При продолжительности взрыва в 10 с для воспламенения живой хвои потребовалась бы плотность лучистого теплового потока в  $5 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ , т. е. почти в четыре раза большая, чем для гигроскопических горючих материалов, а при продолжительности взрыва в 2 с необходимая плотность потока возросла бы до  $7,5 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ .

Мы полагаем, что на основании изложенного одновременное воспламенение леса на большой площади можно считать наиболее вероятным при очень большой мощности взрыва. Это согласуется также с наблюдениями признаков продвижения пожара по площади, занятой лесом, преимущественно на периферии пожара в его северной половине и юго-западной четверти.

## ЛЕСНЫЕ ПОЖАРЫ В РАЙОНЕ ПАДЕНИЯ ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ЛЕСОВ

Лесные пожары, периодически возникая на протяжении жизни одного поколения леса, вызывают многообразные изменения в структуре и состоянии древостоев, характере подлеска, подроста и живого напочвенного покрова [14, 15, 17, 22]. Вполне справедливы высказывания о влиянии лесных пожаров на почвенные процессы и структуру лесостепных, таежных и лесотундровых ландшафтов [8, 23, 24, 26].

Особый интерес представляет исследование пожаров как существенного экологического фактора в формировании лесов, т. е. в их пространственном размещении, возрастной структуре и восстановительной динамике во времени [29, 30] применительно к отдельным регионам и, в частности, к району падения Тунгусского метеорита в 1908 г.

Известно, что падение Тунгусского метеорита сопровождалось сильным взрывом и последующим лесным пожаром, распространившимся на площади около 2000 км<sup>2</sup> [1, 13, 16]. На протяжении многих лет исследователи природы Тунгусского метеорита обращали серьезное внимание на характер разрушений, вызванных его падением на обширной территории [2, 27, 28]. При этом все разрушения в большинстве случаев объяснялись действием взрывной волны на лес, произрастающий ко времени падения метеорита в Куликовской котловине; особенности же самого леса при этом не принимались во внимание, хотя в данном случае масштабы разрушений, вызванных взрывной волной и последующим пожаром, зависели от характера и состояния древостоев в этом районе.

В 1961 г. Н. П. Курбатский [16] по ряду прямых и косвенных признаков охарактеризовал район эпицентра к моменту катастрофы как пожарище после верхового пожара в первой половине прошлого столетия и доказал, что наличие следов крупного пожара до момента катастрофы обусловило неоднородность и разновозрастность докатастрофных насаждений. Этот вывод имел, безусловно, важное значение для последующей интерпретации характера разрушений, вызванных падением метеорита, и расчетов природы этого явления, однако

полная и объективная оценка размеров воздействия пожаров на докатастрофные леса в тот период была невозможна. В связи с этим в последующие годы продолжались работы с целью выявления характера разрушений лесов районов, обусловленных пожарами, предшествующими 1908 г. Так, В. Г. Бережной и Г. И. Драпкина [4] путем анализа карты лесов района падения (выполненной по материалам аэровизуального обследования 1953—1954 гг.), составили ориентировочную схему пожаров на значительную часть территории междуречья рек Чамбы и Кимчу. Границы пожаров и площади их на схеме были указаны по лесотаксационным выделам карты лесов района, в основу которых положены преобладающие возрасты древостоев. Даже при таком весьма приближенном методе выявления бывших пожаров и состояния докатастрофных насаждений было очевидно показано, что в 1908 г. территория Тунгусского падения состояла из участков разновозрастных насаждений с большим количеством сухостоя и валежа.

Попытка восстановления таксационных характеристик «докатастрофного» леса была предпринята В. И. Некрасовым и Ю. М. Емельяновым [21]. Данные проведенной ими реконструкции характера лесов, накопившиеся к 1908 г., показали также, что древостои района катастрофы были в значительной мере неоднородны по возрасту и качественному состоянию.

Однако в ходе этих исследований не было установлено достаточно точных дат возникновения пожаров в прошлом и их повторяемости по территории и во времени, имеющих решающее значение для оценки степени разрушения древостоев к моменту катастрофы.

Особенности возникновения и распространения пожаров 1908 г. интересны, во-первых, для выявления характера самого Тунгусского явления, во-вторых, для оценки воздействия пожара на лесную растительность района падения.

Для выявления природы Тунгусского взрыва необходимо установить, возник ли пожар в центре взрыва и в дальнейшем распространялся от него в разных направлениях или же мощность и характер взрыва вызвали одновременное воспламенение лесных горючих материалов в разных точках Куликовской котловины.

Биологические последствия взрыва и пожара 1908 г. заслуженно привлекали внимание исследователей и получили соответствующую оценку [1, 5, 10, 18—21]. К сожалению, биологические последствия анализируются обычно лишь в связи с воздействием одного пожара 1908 г. и в большинстве случаев совершенно не принимается во внимание периодическая повторяемость пожаров в районе падения в прошлом, задолго до катастрофы 1908 г. Между тем периодические пожары могли весьма серьезно повлиять на формирование лесов региона и обусловить их современный облик в целом.

В настоящей статье рассматриваются следующие вопросы:

1) составление крупномасштабной карты пожаров с указанием их повторяемости во времени и в пространстве;

2) выявление причины воспламенения лесного покрова и особенности распространения пожара 1908 г. на различных участках зоны вывала;

3) определение лесоводственных и фитоценологических изменений в строении биогеоценозов и особенностей пространственного размещения лесов района в связи с периодическими пожарами и вывалом во время катастрофы 1908 г.

Полагаем, что решение этих вопросов на региональном материале имеет значение не только для познания природы Тунгусского падения 1908 г., но и для лесной пирологии и лесоведения в целом.

**Методика.** В районе исследований наметили серию временных пробных площадей по радиусам в западном, северном, восточном и южном направлениях, исходящим из центра их пересечения на горе Стойкович. Пробные площади закладывали по профилю применительно к лесотаксационным выделам, расстояние между которыми измеряли шагомером.

На пробной площади каждого выдела проводили лесоводственно-геоботаническое описание древесного полога, подлеска и напочвенного покрова по методике В. Н. Сукачева [25] с визуальной характеристикой механического состава влажности и генетического состояния почвы.

При описаниях основное внимание было уделено истории происхождения тогб или иного типа леса (участка, выдела), стадии его лесообразовательного процесса, составу пород, количеству и характеру распределения подроста по площади.

На пробных площадях пересчитали деревья всех ярусов и пород, учитывая количество подростов и его высотную-возрастную структуру; из каждого яруса насаждений срубали модельные деревья для установления их возраста, высоты, бонитета.

При пересчетах особо учитывали число живых деревьев старше 60-летнего возраста, наличие на них пожарных подсушин, наличие или отсутствие так называемого «рыхлого кольца», наличие сухостоя валежа и следов пожара на них (обгоревшие корни поваленных взрывной волной деревьев, наличие поваленных стволов с обгоревшими нижними сторонами, характер обгорания сучков, наличие гаревого слоя в почве и т. д.). Обращалось внимание на косвенные признаки, характеризующие особенности воспламенения лесного покрова и распространение пожара 1908 г.

Всего было заложено и описано в соответствии с указанной методикой 18 пробных площадей, расположенных по радиусу в западном направлении на расстоянии до 20 км от эпицентра взрыва (система координат по В. Г. Фасту), в север-

ном — до выхода на р. Кимчу; в южном — до выхода на вершину хр. Хладного, в восточном — на островах Южного болота.

Крупномасштабная карта лесных пожаров была составлена на основе материалов, собранных на пробных площадях и в процессе маршрутного обследования территории, аналитических карт распространения отдельных пожаров и итоговой интегральной карты пожаров. Подробная методика выявления и картирования пожаров разной давности для изучения динамики растительности таежных регионов изложена в [7].

**Лесные пожары в междуречье Хушмо — Кимчу.** Как уже отмечалось, периодические пожары оказывают глубокое и многостороннее воздействие на лесные биогеоценозы. При этом весьма часто коренным образом изменяются санитарное состояние насаждений, состав древостоев, их возрастная структура, происходит смена пород.

Исследования показали, что на территории междуречья Хушмо — Кимчу, а также непосредственно в Куликовской котловине в течение прошедших 200 лет произошло не менее пяти крупных пожаров, три из которых предшествовали катастрофе 1908 г. (см. табл. 1 и рисунок). Для наглядности даты пожаров в таблице приведены округленно, хотя в процессе исследований они были установлены по годичным слоям на пожарных подсушинах с точностью до одного года.

Как видно из схемы, самый древний пожар на территории междуречья действовал в 1780 г. и распространился по площади в районе верховий р. Хушмо с выходом на западный лесотаксационный профиль (пробная площадь 14-3). Следующий пожар в 1820 г. охватил практически всю центральную часть Куликовской котловины. В 1908 г. (пр. пл. 14-3) в результате взрыва произошел незначительный направленный вывал деревьев старого поколения, подгнивших и ослабленных двумя предшествующими пожарами; основная же масса погибших деревьев была вывалена на землю еще задолго до 1908 г. Молодое поколение древостоя, имея к моменту катастрофы 1908 г. возраст около 90 лет, для которого характерна наибольшая устойчивость к механическому воздействию, от взрыва почти не пострадало. В 1908 г. по неизвестным причинам на рассматриваемом участке котловины пожара не было. Таким образом, в данном случае большинство деревьев бывшего «молодого» 90-летнего древостоя в результате взрыва практически не пострадало, хотя от эпицентра взрыва находилось на расстоянии не более 15 км.

Следуя далее на восток к эпицентру взрыва (пр. пл. 15-3), встречаем следы уже трех пожаров: 1780, 1820 и 1908 гг.

Естественно считать, что и в данном случае к моменту падения метеорита 1908 г. здесь было сформировано хорошо развитое молодое 90-летнее поколение древостоя с единично

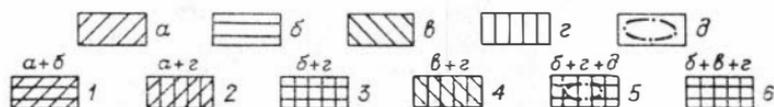
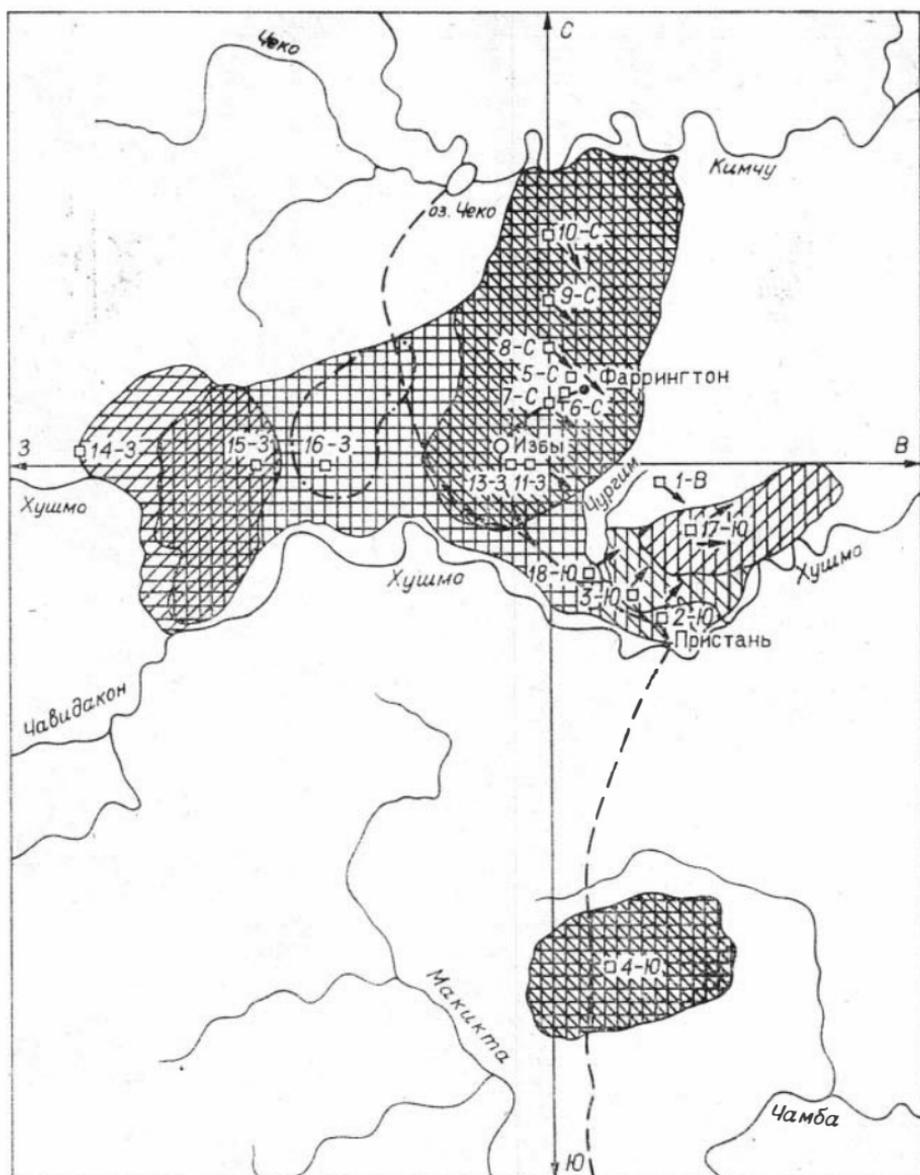
Месторасположение временных пробных площадей в районе падения Тунгусского метеорита, характеристика почв и даты возникновения пожаров

№ пробной площади	Тип леса	Месторасположение	Почва	Дата пожаров
2-Ю	Лиственничник мертвопокровный	Остров среди Южного болота	Слабоподзоленная суглинистая на песчаниках	1870, 1908
2-Ю	Сосняк голубично-лишайниковый	В 200 м к северу от Пристани по тропе Кулика	Среднеподзолистая суглинистая на элювии туфов	1870, 1908
3-Ю	Сосняк голубично-брусничный	По тропе Кулика в 1 км ниже водопада Чургим	Слабоподзолистая супесчаная на аллювиальных песках	1870, 1908
4-Ю	Лиственничник голубично-брусничный	Вершина хр. Хладного, южная просека	Дерново-слабоподзолистая суглинистая на элювии долеритов	1820, 1870, 1908
5-С	Березняк по каменистой россыпи	Гора Фаррингтон, на северном склоне в 50 м от вершины горы	—	1820, 1870, 1908
6-С	Лиственничник голубично-черничный	Западный склон горы Фаррингтон, в 300 м от вершины по направлению к избам	Примитивно-аккумулятивные на элювии долеритов	1820, 1870, 1908
7-С	Березняк мертвопокровный	Точка пересечения тропы, ведущей от изб на гору Фаррингтон, с профилем север—юг	Сильноподзолистая суглинистая на элювии песчаников	1820, 1870, 1908
8-С	То же	На расстоянии 10,5 км от р. Кимчу по профилю север—юг	—	1820, 1870, 1908
9-С	Лиственничник голубично-мшистый	На расстоянии 11,3 км от р. Кимчу на юг на профиле север—юг	Среднеподзолистая суглинистая на элювии песчаников	1820, 1870, 1908
10-С	Лиственничник голубично-мшистый	На расстоянии 13,2 км от р. Кимчу на юг на профиле север—юг	—	1820, 1870, 1908
11-С	Лиственничник голубично-мшистый	На профиле запад—восток, западный склон горы Стойковича	—	1820, 1870, 1908
12-Ц	Лиственничник голубично-мшистый	В точке пересечения профилей юг-север и запад — восток	—	1820, 1870, 1908

№ проб-ной площади	Тип леса	Месторасположение	Почва	Дата пожара
13-3	Березняк мертвопокровный	В седловине между двумя вершинами горы Стойковича, на профиле запад — восток	Сильноподзолистые суглинистые	1820, 1870, 1908
14-3	Лиственничник чернично-мшистый	На расстоянии 11,5 км к западу от изб на профиле восток — запад	То же	1780, 1820
15-3	Кедровник багульниково-мшистый	На расстоянии 9,4 км к западу от изб на профиле восток — запад	Иловато-болотные мерзлотные	1780, 1820, 1908
16-3	Березняк голубично-багульниковый	На расстоянии 7,5 км к западу от изб на профиле восток — запад	Торфянисто-глиевые мерзлотные	1820, 1908, 1946
17-Ю	Лиственничник голубично-мшистый	Южный берег Южно-го болота	Среднеподзолистые суглинистые на элювии песчаниста	1780, 1908
18-Ю	Лиственничник голубично-брусничный	На правом берегу руч. Чургим, в районе водопада, на профиле север — юг	Дерново-слабоподзолистые на элювии долеритов	1820, 1908

сохранившимися, ослабленными двумя предшествующими пожарами, деревьями старых поколений. В результате вывал был незначительный и произошел за счет небольшого количества старых гнилых деревьев. На западном профиле (пр. пл. 15-3) пожар 1908 г. был очень слабым, так как в июне — начале июля здесь наблюдается еще высокий уровень грунтовой воды. Огнем были мозаично пройдены лишь небольшие площадки вокруг отдельных деревьев, где имелись наиболее сухие горючие материалы. По характеру строения древостоев верховые пожары в 90-летних сосново-лиственничных насаждениях были невозможны.

Пожаром 1820 г. была охвачена практически вся Куликовская котловина и прилегающие к ней площади в западном, северо-западном и южном направлениях. В юго-восточном направлении продвижение огня на отдельных участках было задержано Южным болотом и долиной р. Чургим. Однако огонь перешел в некоторых местах через р. Хушмо и широко распространился в южном направлении, о чем свидетельствуют следы этого пожара на древостое (пр. пл. 4-Ю). О широком распространении пожара 1820 г. в междуречье Хушмо и Чамбы видно также и из схемы пожаров, опубликованной В. Г. Бережным и Г. П. Драпкиной [1]. Выявить восточную границу распространения пожара 1820 г. пока что не представлялось



Карта пожаров района падения Тунгусского метеорита (центральная часть Куликовской котловины).

Пожары разной давности: а — 1780 г.; б — 1820 г.; в — 1870 г.; г — 1908 г.; д — 1946 г.; Повторность пожаров (считая от 1973 г.): двухкратные пожары: 1 — 190 и 150 лет назад; 2 — 190 и 65 лет назад; 3 — 150 и 65 лет назад; 4 — 100 и 65 лет назад; трехкратные пожары: 5 — 150, 65 и 27 лет назад; 6 — 150, 100 и 65 лет назад (стрелками показано направление термических повреждений деревьев на пробных площадях во время взрыва 1908 г.).

возможности. В северном направлении пожар 1820 г. распространился вплоть до р. Кимчу, а возможно, и далее на ее правый северный берег.

Через пятьдесят лет после пожара 1820 г. крупный пожар охватил несколько меньшую площадь, но полностью прошел центральную часть котловины с выходом на севере до р. Кимчу, а на юге—на правый берег р. Хушмо. Особенно сильно пострадали леса в результате двух пожаров (1820 и 1870 гг.) в центральной части котловины, т. е. преимущественно на площадях, примыкающих к Северному и Южному болстам. К моменту катастрофы 1908 г. здесь вследствие двух пожаров, следовавших один за другим с интервалом около 40 и 50 лет, по всей вероятности, были сформированы молодые 30—40-летние древостои с большим количеством сухостоя, валежа и сильно-ослабленных редкостойных деревьев старого поколения. По своему строению и вследствие сильной захламленности эти древостои способствовали быстрому распространению верховых и повальных пожаров в северо-восточном и юго-восточном направлениях и явились, на наш взгляд, основной причиной образования так называемых «крыльев бабочки», т. е. зоны усиленного вывала и наибольшей площади, пройденной огнем [3]. Живых докатастрофных деревьев в пределах этой зоны в результате взрыва и пожара 1908 г. или вообще не сохранилось, или же они имеются в единичном количестве.

В то же время пожар 1908 г. распространился значительно медленнее в юго-западном, западном и северо-западном направлениях, так как по характеру существовавших к тому времени насаждений здесь было возможно распространение преимущественно низового пожара. Действительно, как показали материалы исследования, к 1908 г. здесь были сформированы сосново-лиственничные древостои 80 — 90-летнего возраста, устойчивые против распространения верхового пожара. Поэтому вполне естественно, что на этой части Куликовской котловины, особенно западнее горы Кларк и в северо-западном направлении к оз. Чеко, до настоящего времени сохранилось много деревьев старого докатастрофного происхождения. Значительное препятствие быстрому продвижению пожара 1908 г. в северо-западном направлении оказали особенности рельефа и, в частности, изрезанность его многочисленными и далеко вдающимися в сушу «ответвлениями» Северного болота, широкое распространение верховых болот, заболоченных пойм рек Хой и Чеко, а также ерниковых зарослей. Так, по нашим данным, на долю перечисленных категорий площадей приходится 46% от общего расстояния по тропе между избами Кулика и оз. Чеко. Кроме того, на этой части территории котловины на значительной части заболоченной площади, особенно прилегающей к рекам Хой, Чеко и Кимчу, не было более ранних пожаров, предшествующих 1908 г.,

и распространение верхового пожара практически было невозможным.

Таким образом, перечисленные особенности рельефа и категории лесных площадей обусловили относительно более медленное распространение пожара 1908 г. в западном и северо-западном направлениях, с ними связаны, по нашему мнению, отсутствие значительного вывала и меньшая площадь, охваченная огнем, в этой части Куликовской котловины.

Интересную особенность характера разрушений во время падения метеорита в 1908 г. в связи с действующим предшествующих пожаров можно наблюдать на примере лесонасаждений, произрастающих на южном берегу Южного болота. Многие очевидцы указывали, что на этом участке котловины, несмотря на его близкое расположение к эпицентру взрыва, до настоящего времени сохранилось значительное количество деревьев, благополучно переживших взрыв и последующий пожар [6, 11]. Убедительных доводов в пользу объяснения этого факта мы не встречали.

При обследовании указанного участка было установлено, что последний пожар, предшествующий катастрофе 1908 г., действовал здесь лишь в 1780 г., т.е. около 130 лет назад от момента падения метеорита. В то же время, как это показано выше на других близлежащих участках за этот период времени крупные пожары действовали еще минимум дважды. Вследствие длительного отсутствия пожаров древостой на южном берегу болота к моменту катастрофы были устойчивыми против механического действия взрывной волны и последующего пожара, и в этом, на наш взгляд, следует искать причину меньших по масштабу разрушений. Действительно, как показали данные учета, здесь сохранилось относительно большое количество живых деревьев, переживших катастрофу 1908 г.

В 1973 г. детально обследовать леса по южному профилю не представилось возможности. Однако визуальный осмотр территории южнее р. Хушмо до выхода по тропе Кулика на вершину хр. Хладного и закладка пробной площади подтвердили ранее установленный Н. П. Курбатским [16], В. Г. Бережным и Г. И. Драпкиной [1] факт распространения здесь крупного пожара 1820 г. (Имеются признаки более древнего пожара в 1780 г.)

Вследствие двух последовательных предшествующих пожаров к моменту катастрофы здесь была старая гарь с расстроеными древостоями, которые в результате взрыва были полностью повалены на землю и затем пройдены сильным павальным пожаром.

Таким образом, можно отметить следующее:

насаждения центральной части Куликовской котловины и прилегающих к ней площадей на протяжении 130 лет, предшествующих катастрофе 1908 г., трижды периодически повреждались

огнем в результате действия крупных лесных пожаров к моменту катастрофы 1908 г. указанная территория была занята чрезвычайно неоднородными по возрасту и состоянию древостоями, в сильной степени расстроеными предшествующими пожарами;

в момент взрыва метеорита взрывной волной в наибольшей степени были разрушены прежде всего те древостои, где предшествующие пожары последовательно действовали в 1820 и 1870 гг.; значительно меньше пострадали древостои, где пожаров не было с 1780 г., хотя они и оказались близко расположенными к эпицентру взрыва;

периодические повреждения насаждений пожарами в предшествующие годы обусловили характер пожара 1908 г. и, в частности, неравномерное распространение его по площади;

наиболее благоприятные условия для распространения верховых поавальных пожаров наблюдались в юго- и северо-восточном направлениях относительно эпицентра взрыва, где пожаром была пройдена наибольшая площадь;

вследствие естественной расчлененности территории, наличия чередующихся сфагновых болот, ерниковых зарослей, заболоченных пойм ручьев и речек, а также отсутствия предшествующих пожаров, горение в 1908 г. в западном и северо-западном направлениях относительно эпицентров взрыва распространялось преимущественно в виде низового пожара и охватило здесь, по сравнению с другими частями котловины, значительно меньшую площадь;

крупномасштабная карта пожаров, составленная для территории междуречья Хушмо—Кимчу, свидетельствует об их периодическом воздействии на биогеоценозы и может быть использована в качестве основы для анализа истории формирования лесов этого интересного региона;

в связи с существующей тенденцией определения по характеру и степени разрушения древостоев координат эпицентра взрыва и описания свойств взрывной волны необходимо строго учитывать состояние лесов центральной части Куликовской котловины перед падением метеорита в 1908 г.

**О причине воспламенения лесных участков и направлениях распространения пожара 1908 г.** В результате взрыва Тунгусского метеорита 1908 г. образовался мощный радиальный вывал леса, характеристики которого были использованы для определения координат эпицентра взрыва и описания свойств взрывной волны. Кроме вывала, в радиусе около 20 км от эпицентра имеются следы лесного пожара, возникшего в момент взрыва и уничтожившего лесную растительность на большой площади [3, 4, 11, 12, 16].

Для выяснения причины этого пожара необходимо обнаружить следы первичного ожога, достаточного для воспламенения лесного покрова, выделить их среди признаков последовавшего

затем горения и по их характеристикам определить возможный механизм распространения пожара.

Материал о повреждении ветвей деревьев, переживших катастрофу, был собран экспедицией 1961 г. [6]. На основании анализа термических повреждений деревьев, расположенных от эпицентра взрыва на расстоянии до 10 км, был сделан вывод о том, что причиной пожара, возникшего в 1908 г., послужило световое излучение взрыва. Согласно этому мнению, пожар возник одновременно на большой площади (более 9 км от места взрыва) в местах, где условия для воспламенения лесного покрова были благоприятны. Световое излучение взрыва обусловило также перегрев камбия небольших веток лиственниц на стороне, обращенной к центру взрыва. По направленности повреждений были рассчитаны координаты источника излучения и энергии его световой вспышки.

Н. П. Курбатский [16] указал на большой размер и овальность пожарища в районе падения. В отличие от обычного треугольного контура овал пожарища в районе падения имеет два четких выступа в северо-восточном и юго-восточном секторах зоны вывала. Он же отметил различные направления движения верхового пожара 1908 г. относительно эпицентра взрыва, свидетельствующие о его распространении при ветрах различных направлений. Интересным является установленный Н. П. Курбатским факт вывала при взрыве большого количества мертвых, сильно подгнивших деревьев старого поколения, погибших от прошлых пожаров и обгорелых вследствие этого на земле с бочков во время пожара 1908 г. Возможность единовременного воспламенения обширной лесной территории от сильного лучевого нагрева Н. П. Курбатский поставил под сомнение, хотя считал возможным воспламенение леса от взрыва на площади около 2—3 тыс. га, особенно на участках, расположенных на расстоянии 5—8 км юго-восточнее горы Стойковича, где сохранившиеся старые деревья, по имевшимся сведениям, почти не встречались. Не менее важен для дальнейших заключений и полученный Н. П. Курбатским вывод о том, что по состоянию влажности напочвенного покрова с 27 июня по 2 июля 1961 г. на сфагновых болотах и бугристых торфяниках огонь распространяться не мог. Для выяснения причины воспламенения лесного покрова в 1908 г. в программу полевых работ был включен сбор материалов о характере и степени повреждения огнем сохранившихся живых деревьев, сухостоя и валежа. С этой целью на каждой пробной площади проводили учет огневых повреждений в виде ожога коры и ветвей, пожарных подсушин на деревьях, направления огневых травм относительно стран света и предполагаемого эпицентра взрыва, высоты и протяженности их по стволам, наличия раковин, толщины угольного слоя и т.д.

Для выявления первопричины воспламенения лесного покрова особый интерес представляют изолированные острова Юж-

ного болота и курумник с редкостойным древостоем на горе Фаррингтон (табл. 2; пр. пл. 2-Ю и 5-С). В первом случае имеются основания полагать, что пожар на острове заведомо мог быть первичным, а во втором — справедливо предположить, что распространение горения по каменистой россыпи вообще было невозможно и наличие термических повреждений на ветвях и стволах деревьев со всей определенностью свидетельствовало бы о характере, направлении и мощности источника световой вспышки. Кроме того, в указанных условиях почти со 100%-ной вероятностью исключается возможность верхового пожара, способного обусловить термические повреждения веток, расположенных высоко от поверхности земли.

Пробная площадь 2-Ю расположена на одном из изолированных островов Южного болота, со всех сторон окруженном безлесным сфагновым болотом. Молодое послекатастрофное и послепожарное насаждение представлено лиственничником мертвопокровным, состав его древостоя 6Л(40) 4С(30), едБ(60), полнота 0,43, бонитет III, запас 57 м<sup>3</sup>/га. Живых деревьев старшего поколения не сохранилось.

Детальный учет подсушин на пнях и валеже показал, что лес здесь горел дважды. Первый пожар (1870 г.) продвигался с южной стороны от болота вверх по склону острова, вследствие чего на деревьях с подветренной северной стороны образовались подсушины. Часть деревьев была при этом настолько ослаблена пожаром и вредителями, что полностью отмерла. Во время взрыва 1908 г., происшедшего, согласно имеющимся расчетам, вблизи острова, сухостойные деревья были частично вывалены с корневой системой, частично сломаны на высоте ствола от 2 до 6 м. Первопричиной воспламенения послужила лучистая энергия взрыва, в результате воздействия которой обгорели ветки деревьев и образовался угольный слой на «стояках» и пнях сломанных деревьев. Огневые травмы на стоящих остатках бывшего древостоя ориентированы на В, ЮВ (см. табл. 2), что соответствует направлению к расчетному эпицентру взрыва. Пожар на острове возник вследствие воспламенения от лучистой энергии опавшей сосново-лиственничной хвои и сучьев, покрывавших остров равномерным рыхлым слоем [16]. Распространение пожара со стороны болота исключено из-за влажности его покрова и уровня грунтовых вод в конце июня.

Возникший на острове пожар уничтожил значительную часть сухостойной и валежной древесины, особенно на подгнивших участках стволов. Преобладающая часть деревьев горела уже будучи поваленной на землю.

Пробная площадь 5-С расположена на северном склоне горы Фаррингтон в 50 м от ее вершины и представляет собой каменистую россыпь (курумник), заросшую редкостойным березняком и единичными осинами. Слой почвы имеется лишь локальными участками между каменными глыбами и образовался

Т а б л и ц а 2

## Огневые повреждения валежа и сухостоя на пробных площадях междуречья Хушмо — Кимчу

№ пр. пл.	Тип леса	Колич. валежа с ожогами и обгоранием, шт.			Колич. сухостоя (столбов) с ожогами и подсушинами, шт.		Направление огневых травм	
		Горел на земле	Горел бывший сухостой	Направлен- ные ожо- гов на бывшем сухостое	Ожог	Однократная подсушина (+), двукратная (-)	ожогов	подсушин
1	Лиственничник мертвопокровный . . . .	6	5	ЮВ	5	6(++), 2(+)	ЮВ	С
2	Сосняк голубично-липайниковый . . . .	20	4	ЮВ—Ю	20	3(++), (+)	Ю—ЮВ	СЗ—С
3	Сосняк голубично-брусничный . . . .	8	—	—	15	—	ЮВ	—
4	Лиственничник голубично-брусничный	11	—	—	6	(+)	—	—
5	Березняк по каменистой россыпи (кур- румник) . . . . .	—	4	Ю	22	(+)	Ю—ЮВ	—
6	Лиственничник голубично-черничный	11	—	—	16	—	Ю	—
7	Березняк мертвопокровный . . . . .	3	2	Ю	10	—	Ю	—
8	» »	1	—	—	5	—	Ю	—
9	Лиственничник голубично-мшистый	—	—	—	6	—	Ю	С
10	» »	—	—	—	30	—	Ю	—
11	» »	—	—	—	13	(++)	Кругом	С
12	» »	4	—	—	13	—	Ю	—
13	Березняк мертвопокровный . . . . .	7	1	—	6	—	Ю	—
14	Лиственничник чернично-мшистый	—	—	—	2	—	—	—
15	Кедровник багульниково-мшистый	—	—	—	9	(+)	—	—
16	Березняк голубично-багульниковый	3	5	—	23	(+)	—	С
17	Лиственничник голубично-мшистый	—	3	ЮВ	26	—	Ю—ЮВ	—
18	Лиственничник голубично-брусничный	—	—	—	24	(+)	ЮВ	СЗ

в результате минерализации редкого, рыхлого и неравномерно распределенного по площади опада из листвы, скапливающегося между камнями, который самостоятельным проводником горения служить не может.

Однако следы пожара (подсушины) или кратковременного термического воздействия (ожог коры, обугливание древесины стволов и ветвей, побурение и т. д.) имеются почти на всех без исключения старых столбах, пнях и валеже. В местах скопления опада и подстилки при их частичной минерализации встречаются угольки (гаревый слой).

Остатки старого древостоя в виде пней, столбов и валежа имеются по всему курумнику. Разложение его в данных условиях протекало очень медленно, поэтому даже спустя 65 лет полностью сохранился не только валеж, но и небольшие ветви деревьев.

Пробная площадь представляет большой интерес для выяснения первопричины загорания деревьев в 1908 г. Вследствие того, что поверхность курумника лишена сплошного покрова из растительного опада, воспламенение деревьев и опада под ними могло произойти лишь в результате прямого воздействия лучистой энергии во время взрыва Тунгусского тела. Воспламенение раскаленными газами, по всей вероятности, исключено, так как обгоревшие участки на всех столбах и пнях обращены на Ю — ЮВ, т. е. к эпицентру предполагаемого взрыва (см. табл. 2). С северной, северо-западной и северо-восточной сторон следов ожогов в большинстве случаев нет. Живых докатастрофных деревьев на курумнике не сохранилось. Имеются случаи, когда совершенно изолированное одиночное дерево горело среди россыпи каменных глыб. При этом под деревом, видимо, воспламенялся сухой опад, горение принимало устойчивый характер и вызывало огневые повреждения.

В результате учета огневых травм на сухостое, валеже и сохранившихся живых деревьев на схеме стрелками показана направленность ожогов и других термических повреждений на каждой пробной площади (см. рисунок). Как видно из схемы, огневые повреждения на пробных площадях в центральной части Куликовской котловины ориентированы преимущественно на юго- и юго-восточную стороны, т. е. направлены к расчетному эпицентру взрыва. Однако эта особенность проявляется лишь на сравнительно небольшой площади Куликовской котловины, а на участках, более удаленных от эпицентра (пр. пл. 4, 14—16), видимых следов термического воздействия нами вообще не обнаружено. Таким образом, можно считать, что на площади вблизи от эпицентра было возможно воспламенение лесного покрова за счет лучистой энергии и возникновение самостоятельных очагов пожаров.

Определить направление их продвижения путем наземного обследования почти невозможно, так как на оставшихся столбах и пнях имеются следы воздействия нескольких пожаров и выделить из них следы пожара 1908 г. затруднительно. Для

выявления направленности распространения огня на его отдельных участках, видимо, более оправдано аэровизуальное обследование зоны пожара. На многих деревьях обследованной площади обнаружены пожарные подсушины, образовавшиеся в результате пожаров 1780, 1820 и 1870 гг. Учет показывает, что большинство из них образовалось на северной стороне деревьев, т. е. при движении пожаров с юга на север.

В заключение отметим следующее:

подтверждено ранее высказанное Н. П. Курбатским положение о том, что первопричиной воспламенения лесного покрова и термических повреждений деревьев на участках, расположенных на расстоянии до 8 км юго-восточнее эпицентра, послужила лучистая энергия взрыва;

выявлены также вероятность появлений термических ожогов от лучистой вспышки в северо-восточном секторе Куликовской котловины и возможность возникновения здесь первичных очагов пожаров, особенно на островах Южного болота и на горе Фаррингтон;

в целом можно считать, что отдельные очаги пожаров от лучистой вспышки могли возникнуть одновременно на расстоянии до 8—9 км от эпицентра в юго-восточном и северо-восточном направлениях;

особенности распространения пожаров 1908 г. на отдельных участках междуречья Хушмо и Кимчу наземными методами обследования выявить не удалось;

пожары, предшествующие 1908 г., в центральной части Куликовской котловины распространялись преимущественно в северном направлении, т. е. от р. Хушмо к р. Кимчу.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бережной В. Г., Драпкина Г. И. Изучение аномального прироста леса в районе падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Метеоритика. Вып. 24. М., «Наука», 1964, с. 162—169.
2. Бояркина А. П., Демин Д. В., Зоткин И. Т., Фаст В. Г. Изучение ударной волны Тунгусского метеорита по вызванным ею разрушениям леса.— В кн.: Метеоритика. Вып. 24. М., «Наука», 1964, с. 112—128.
3. Васильев Н. В., Демин Д. В., Ероховец А. А. и др. По следам Тунгусской катастрофы. Томск, Томское кн. изд-во, 1960, 159 с.
4. Васильев Н. В. О влиянии пожара, вызванного падением Тунгусского метеорита, на лес.— В кн.: Горение и пожары в лесу. Красноярск, 1973, с. 223—227.
5. Емельянов Ю. М., Некрасов В. И. Об аномальном росте древесной растительности в районе падения Тунгусского метеорита.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 5, с. 1266—1269.
6. Зенкин Г. М., Ильин А. Г. О лучевом ожоге деревьев в районе взрыва Тунгусского метеорита.— В кн.: Метеоритика. Вып. 24. М., 1964.
7. Карпенко А. С., Медведев Ю. С. Выявление и картирование пожаров разной давности в целях изучения динамики растительности тайги.— В кн.: Геоботаническое картографирование. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 25—29.

8. Колесников Б. П. Лиственничные леса Средне-Амурской равнины.— Труды Дальневосточной базы им. В. Л. Комарова. Серия ботанич. Вып. 1. Хабаровск, Промиздат, 1947, с. 80.
9. Колесников Б. П. Кедровые леса Дальнего Востока.— Труды Дальневосточного филиала АН СССР. Серия ботанич. Т. 2. (4) М.— Л. Изд-во АН СССР, 1956, с. 261.
10. Колесников В. И. Аномальное возобновление древесной растительности в районе Тунгусской катастрофы.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Томск, изд. ТГУ, 1963, с. 73—83.
11. Кринов Е. Л. Тунгусский метеорит. М., Изд-во АН СССР, 196 с.
12. Кулик Л. А. К истории болида 30 июня 1908 года.— «Докл. АН СССР. Серия А», 1927, № 23, с. 393—398.
13. Кулик Л. А. Данные по Тунгусскому метеориту к 1939 году.— «Докл. АН СССР. Новая серия», 1939, т. 22, с. 520—524.
14. Корчагин А. А. Влияние пожаров на лесную растительность и восстановление ее после пожаров на Европейском Севере.— Труды БИН АН СССР. Серия III. Геоботаника. 1954. Вып. IX. с. 145—149.
15. Курбатский Н. П. Проблема лесных пожаров.— В кн.: Возникновение лесных пожаров. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 5—60.
16. Курбатский Н. П. О лесном пожаре в районе Тунгусского падения в 1908 году.— В кн.: Метеоритика. Вып. 24. М., «Наука», 1964.
17. Мелехов И. С. Влияние пожаров на лес. М.— Л., Гослесбумиздат, 1948, 126 с.
18. Некрасов В. И. Изучение роста леса в районе падения Тунгусского метеорита.— «Лесное хозяйство», 1962, № 1, с. 22—24.
19. Некрасов В. И., Емельянов Ю. М. Особенности роста древесной растительности в районе падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Томск, изд. ТГУ, 1963, с. 59—72.
20. Некрасов В. И., Емельянов Ю. М. Изучение роста леса в связи с проблемой Тунгусского метеорита.— В кн.: Метеоритика. Вып. 24. М., «Наука», 1964, с. 152—161.
21. Некрасов В. И., Емельянов Ю. М. К вопросу восстановления таксационных характеристик «докатастрофного» леса в районе падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 123—126.
22. Орлов Ф. Б. Об изменении напочвенного покрова на горях.— В кн.: Сборник научно-исследовательских работ. Азхангельск, 1947.
23. Попов Л. В. Динамика южнотаежных лесов Средней Сибири.— В кн.: Сибирский географический сборник. М.— Л., «Наука», 1967, с. 151—196.
24. Смирнов А. В. Изучение компонентов лесной растительности юга Средней Сибири под воздействием антропогенных факторов. Автореф. докт. дисс. Красноярск, 1970, 37 с.
25. Сукачев В. Н., Зонн С. В. Методические указания к изучению типов леса. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 143.
26. Тумель В. Ф. О некоторых изменениях мерзлотного режима грунтов в связи с выгоранием растительного покрова.— Труды комиссии по вечной мерзлоте. Вып. VIII. М., Изд-во АН СССР, 1939, с. 56—60.
27. Фаст В. Г. К определению эпицентра взрыва Тунгусского метеорита по характеру вывала леса.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Томск. изд. ТГУ, 1963, с. 203—211.
28. Фаст В. Г., Бояркина А. П., Бакланов М. В. Разрушения, вызванные ударной волной Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 62—105.
29. Фуряев В. В. Влияние пожаров и массовых размножений сибирского шелкопряда на формирование лесов Кеть-Чулымского междуречья.— В кн.: Вопросы лесоведения. Красноярск, 1970, с. 408—421.
30. Фуряев В. В. Вопросы исследования последствий пожаров и применения огня в лесном хозяйстве.— В кн.: Горение и пожары в лесу. Красноярск, 1973, с. 181—196.

## О ПРОВЕРКЕ ГИПОТЕЗЫ «ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА» ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА ПО РАДИОАКТИВНОСТИ ПОЧВ НА СЛЕДЕ ВЫПАДЕНИЯ ПРОДУКТОВ ВЗРЫВА

### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Природе Тунгусского метеорита, вызвавшего в июне 1908 г. мощный воздушный взрыв, посвящено свыше десятка гипотез [15], из которых наиболее популярной явилась гипотеза ядерного взрыва [11]. Основными аргументами в пользу этой гипотезы послужили большая мощность взрыва —  $10^{23}$  эрг, что эквивалентно ядерному взрыву в 2 Мт [10], и приближенные, очень грубые оценки отношения световой энергии взрыва к его полной мощности [4]. Экспедиции 1959 г. в район взрыва космического тела (КСЭ-1, экспедиция Золотова), снабженные радиометрами, отметили в эпицентре повышенные уровни суммарной  $\beta$ -активности поверхностного слоя почвы и золы костров.

Для выяснения причины повышенной радиоактивности в 1960 г. в КСЭ-2 продолжили изучение радиоактивности района взрыва [6]. Зарегистрированный в 1959 г. повышенный уровень  $\beta$ -активности почвы при измерениях в 1960 г. не подтвердился, что частично объяснялось методическими ошибками при измерениях в 1959 г., а частично — выпадением продуктов ядерных взрывов, проведенных в 1958 г. К 1960 г. суммарная  $\beta$ -активность искусственных продуктов на поверхности почвы, обусловленная лишь изотопами с периодом полураспада более года в сравнении с 1959 г. уменьшилась более чем на порядок. Лабораторный анализ проб почвы, отобранных на двух уровнях (0—5 и 10—25 см), а также анализ золы 10 видов растений показал отсутствие в районе эпицентра взрыва искусственной радиоактивности, которая хронологически могла быть обусловлена взрывом 1908 г.

Наряду с изучением радиоактивности эпицентра в 1960 г. в КСЭ-2 проводились работы по уточнению картины вывала леса, вызванного взрывной волной. Анализ этих данных позволил оценить высоту взрыва в 6—7 км [10], которая до этого оценивалась от 1 до 18 км.

Учитывая мощность взрыва и его высоту, а также современные знания о взрывах атомных бомб, взрыв 1908 г. классифицируется как чистый воздушный взрыв в тропосфере [3] мощностью  $10^{23}$  эрг, который должен был неизбежно привести

к превращению взорвавшегося тела в парообразное облако, относимое от места взрыва ветром. По мере охлаждения облака продукты взрыва конденсировались в твердые частицы. Скорость выпадения продуктов взрыва на землю зависела от массы взорвавшегося тела, высоты взрыва и турбулентности атмосферы. В случае взрыва 1908 г. следовало ожидать выпадения продуктов взрыва на некотором расстоянии от эпицентра и образования локального следа на почве, вытянутого в направлении ветра, наблюдавшегося в последующие несколько часов после взрыва.

Экспедиции 1961—1962 гг. в район падения Тунгусского метеорита провели большой комплекс работ, связанный с определением концентраций оплавленных шариков космического происхождения в поверхностном слое почвы. Максимальная концентрация оплавленных шариков обнаружена в северо-западном направлении от эпицентра и образует «эллипс рассеивания», большая ось которого прослеживается более чем на 200 км, проходя через пос. Муторай на р. Чуныя и по р. Таймура [2].

В предположении, что обнаруженный «эллипс рассеивания» является следом выпадения продуктов тунгусского взрыва, Комиссией по метеоритам и космической пыли СО АН СССР по указанному маршруту в 1964 г. была направлена группа с целью отбора проб почвы на следе выпадения для анализа на присутствие осколочных продуктов, относящихся к 1908 г., что могло бы подтвердить гипотезу ядерного взрыва.

### **ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОДУКТОВ ПРЕДПОЛАГАЕМОГО АТОМНОГО ВЗРЫВА 1908 Г. НА ЛОКАЛЬНОМ СЛЕДЕ ВЫПАДЕНИЯ**

**Оценка выпадения на следе.** Здесь рассматривается возможность обнаружения последствий мощного ядерного взрыва только за счет ядерной реакции деления (атомного взрыва), сопровождаемой образованием продуктов деления тяжелых ядер.

Если считать правильной оценку мощности взрыва в  $10^{23}$  эрг, то суммарная активность продуктов деления через час после взрыва должна была составить  $10^{12}$  Ки [1]. Количество радиоактивных продуктов, выпавших на землю локальным пятном в направлении ветра от эпицентра взрыва, зависит как от параметров взрыва, так и от направления и силы ветра в атмосфере. Использование точных формул для оценки загрязнения по следу выпадения [9, 10, 13, 14] не имеет смысла, так как указанные параметры для конкретного взрыва 30 июля 1908 г. могут быть заданы с очень грубым приближением. Очень противоречивы также оценки массы взорвавшегося тела. Наличие

Т а б л и ц а 1

Параметры локального следа для наземного ядерного взрыва мощностью в 1 Мт при эффективной скорости ветра 24 км/ч

Расстояние от эпицентра в направлении ветра, км	Эталонная (на 1 час) интенсивность дозы излучения, Р/г	Поверхностное загрязнение на 1 ч Ки/м <sup>2</sup>	Максимальная ширина контура, км
37	3000	300	9,6
68	1000	100	16,1
119	300	30	19,3
192	100	10	29,0
338	30	3	48,3
480	10	1	67,6
628	3	0,3	80,5
708	1	0,1	90,1
805	0,3	0,03	96,6
853	0,1	0,01	

локального следа выпадения указывает на соизмеримость массы взорвавшегося тела с количеством грунта, вовлекаемого в огненный шар при наземных ядерных взрывах.

Для грубой оценки поверхностного выпадения радиоактивных продуктов на локальном следе используем экспериментальные данные, приведенные в книге «Действие ядерного оружия» [3] для наземного ядерного взрыва (табл. 1).

Так как взрыв 1908 г. был воздушным, примем ориентировочно, что на

локальном следе, растянутом в направлении ветра, выпало 10% от общего количества радиоактивных продуктов, образовавшихся в результате взрыва, а основная доля продуктов взрыва была рассеяна в тропосфере, обусловив аномальные оптические явления (яркие зори, светлые ночи) над большой территорией Европы.

В этом случае количество радиоактивных продуктов, выпавших в 1908 г. на расстоянии сотни километров по направлению ветра (на оси следа), можно оценить в единицах Ки/м<sup>2</sup> почвы (см. табл. 1).

Рассчитанная величина поверхностного загрязнения обусловлена в основном короткоживущими изотопами (1 ч после взрыва). Через 50 лет после взрыва из осевших продуктов деления следует учитывать только долгоживущие изотопы Sr<sup>90</sup> (период полураспада T=28 лет) и Cs<sup>137</sup> (T=30 лет). Так как содержание Sr<sup>90</sup> в осколочных продуктах на 1 час после взрыва составляет 2·10<sup>-5</sup>%, а Cs<sup>137</sup>—4·10<sup>-5</sup>% [8], то однократные выпадения этих изотопов на следе 1908 г. примем равными 10<sup>-6</sup> Ки/м<sup>2</sup>.

Оценка распределения продуктов выпадения в глубине почвы к 1964 г. Максимальные размеры сплавленных магнетитовых шариков, обнаруженных на следе выпадения 1908 г., достигали сотен микрон [2]. Взорвавшееся тело не являлось типичным железным метеоритом; это подтверждается тем, что при извлечении из проб почвы магнетитовых шариков с помощью мощного магнита большая часть шариков оказалась комбинированной, с включением значительной доли немагнитной фракции. Можно ожидать, что первоначальный спектр размеров выпавших продуктов взрыва был существенно иным.

Под действием процессов окисления и выщелачивания в почве за большой интервал времени конгломераты твердых аэрозолей должны были разрушаться и в зависимости от растворимости отдельных компонент включаться в миграционные процессы в почве. Это относится в первую очередь к соединениям  $\text{Sr}^{90}$  и  $\text{Cs}^{137}$ , значительная доля которых (60—80%) находится в глобальных выпадениях в виде растворимых соединений [12]. Поэтому мы считаем правильным провести анализ на содержание  $\text{Sr}^{90}$  и  $\text{Cs}^{137}$  не в отдельных магнетитовых шариках, а в объемных пробах почвы с изучаемого следа.

За полвека, прошедших после взрыва 1908 г., продукты взрыва, осевшие локальным пятном на поверхность, должны мигрировать в глубь почвы под действием процессов диффузии и направленного переноса [7].

При однократном поступлении проникновение со временем в глубь почвы можно оценить формулой

$$q_{z,t} = Ae^{-\lambda t} \left\{ \frac{1}{\sqrt{\pi Dt}} \exp \left[ -\frac{(z - Wt)^2}{4Dt} \right] - \frac{W}{2D} \exp \left( \frac{Wz}{D} \right) \operatorname{erfc} \left( \frac{z}{2\sqrt{Dt}} + \frac{W}{2} \sqrt{\frac{t}{D}} \right) \right\},$$

где  $A$  — величина поверхностного однократного поступления,  $\text{Ки/м}^2$ ;  $D$  — коэффициент диффузии продуктов в почве,  $\text{см}^2/\text{год}$ ;  $W$  — скорость направленного переноса в почве,  $\text{см/год}$ ;  $t$  — время, прошедшее после однократного выпадения, лет;  $\lambda$  — постоянная распада изотопа,  $\text{лет}^{-1}$ .

Величину  $D$  и  $W$  на основании реального проникновения в глубь почвы продуктов современных глобальных выпадений от ядерных испытаний на незаболоченных участках средней полосы Союза (40—70° с. ш.) можно оценить в  $10^{-8} \text{ см}^2/\text{с}$  (0,3  $\text{см}^2/\text{год}$ ) и 0,5  $\text{см/год}$  соответственно [11]. С увеличением спектра размеров частиц осаждаемой примеси (например, на локальном следе вблизи эпицентра взрыва) значение  $W$  в почве должно уменьшаться, а разброс по размерам отразится в увеличении  $D_{\text{эф}}$ .

Профили предполагаемого распределения  $\text{Sr}^{90}$  в почве на следе выпадения продуктов взрыва 1908 г., рассчитанные по формуле (I) при  $A=10^{-6} \text{ Ки/м}^2$  по состоянию на 1964 г. для двух случаев, показаны на рис. 1.

Концентрация  $\text{Sr}^{90}$  приведена в  $\text{Ки/г}$  почвы в предположении  $\rho \text{ почвы} = 1,5 \text{ г/см}^3$ .

Несмотря на то, что радиоактивные выпадения на территории Союза характеризуются значительной неоднородностью, для теоретических расчетов можно принять интенсивность выпадений  $\text{Sr}^{90}$  в период 1954—1964 гг. постоянной и равной  $5 \cdot 10^{-9} \text{ Ки/м}^2$  в год [8, 9]. Как видно из рис. 1, продукты гло-

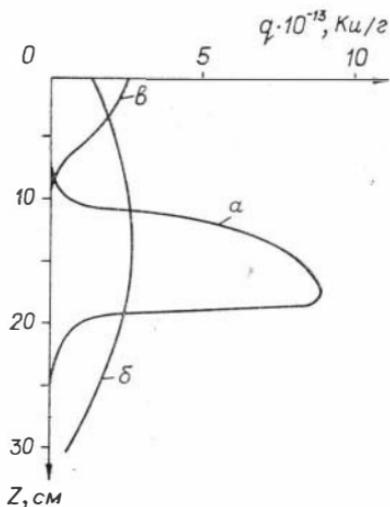


Рис. 1. Распределение  $Sr^{90}$  в почве по состоянию на 1964 г. от предполагаемого локального выпадения 1908 г. при  $A=10^{-6} \frac{\text{Ки/м}^2}{\text{год}}$  и от современных глобальных выпадений при  $P=5 \cdot 10^{-9} \frac{\text{Ки/м}^2}{\text{год}}$ .

$a$  — спектр размеров продуктов взрыва, близкий к спектру глобальных выпадений ( $D=10^{-8} \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $W=0,5 \text{ см/год}$ );  $b$  — локальный след из частиц с размерами более  $10 \text{ мк}$  ( $D=10^{-7} \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $W=0,2 \text{ см/год}$ ), при этом спектр размеров остается постоянным во времени;  $c$  — распределение  $Sr^{90}$  по глубине от современных глобальных выпадений ( $D=10^{-8} \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $W=0,5 \text{ см/год}$ ).

бальных выпадений от современных ядерных взрывов (профиль  $c$ ) сосредоточены в верхнем пятисантиметровом слое. Профили  $a$  и  $b$  можно рассматривать как крайние случаи качественной иллюстрации поведения примеси на локальном следе, образовавшемся в 1908 г. Как в случае «узкого» слоя, мигрировавшего на некоторую глубину, так и в случае «размазывания» продуктов в почвенном слое, присутствие на следе выпадений концентраций  $Sr^{90}$  или  $Cs^{137}$ , достигающих  $10^{-13} \text{ Ки/г}$  почвы глубже уровня проникновения современных глобальных выпадений (или на участках, экранированных от современных атмосферных выпадений), явилось бы подтверждением, что выпадения 1908 г. были продуктами ядерного взрыва.

### ПРОГРАММА ОТБОРА ПРОБ ПОЧВЫ ЭКСПЕДИЦИИ 1964 г. И ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТОДОВ АНАЛИЗА

Анализ проб почвы с определением объемных концентраций  $Sr^{90}$  и  $Cs^{137}$  порядка  $10^{-13} \text{ Ки/г}$  почвы на фоне естественной радиоактивности почвы, обусловленной  $K$ ,  $Ra$  и  $Th$ , возможен только в лабораторных условиях с привлечением наиболее чувствительных методов:  $\gamma$ -спектроскопии для  $Cs^{137}$  или радиохимии для  $Sr^{90}$ .

Для изучения распределения радиоактивности почвы по глубине в ряде географических пунктов отбирали пробы почвы с уровней до 20 см — слоями по 5 см, с 20 до 60 см — слоями по 10 см, с 60 см и глубже — слоями по 20 см.

Верхние два слоя должны характеризовать влияние современных продуктов деления ядерных реакций на радиоактивность почв. При отборе проб почвы для анализа на радиоактивные продукты особое внимание уделялось предохранению глу-

бинных проб от загрязнения современными выпадениями, так как даже небольшое присутствие в пробе продуктов деления современных ядерных взрывов могло повести к ложным выводам.

Вес каждой пробы почвы составлял 3 кг, что давало возможность проводить в лабораторных условиях измерение суммарной  $\beta$ -активности пробы, а также измерить спектр  $\gamma$ -излучения пробы с определением объемных концентраций Ra, Th,  $K^{40}$  и  $Cs^{137}$ .

По оси следа выпадения продуктов взрыва 1908 г. такие разрезы с отбором проб были выполнены в 4 пунктах (рис. 2): р. Хушма у пересечения с тропой Кулика (7 км от эпицентра в подветренную сторону); слияние рек Чуня -- Кимчу -- район максимальных концентраций оплавленных шариков [2]; метеостанция Кербо на р. Таймура; пос. Учами на р. Нижняя Тунгуска.

В каждом из пунктов, кроме серии проб, отобранных из шурфа, вырытого в открытом грунте, отбиралась контрольная серия проб из-под полов охотничьих избушек, построенных заведомо до начала современных глобальных выпадений от атомных и термоядерных испытаний. Так как в литературе данные о реальном распределении в почве по глубине основных радиоактивных изотопов как естественного, так и искусственного происхождения крайне скудны или относятся только к поверхностному слою 0—10 см, нами были отобраны фоновые пробы вблизи оси следа (города Тура и Туруханск), а также в ряде пунктов, достаточно удаленных друг от друга, чтобы быть представительными при оценке стабильности таких распределений на территории Советского Союза.

Все пробы, общим количеством более 170, отбирались на высоких, незатопляемых берегах рек. В лаборатории была измерена суммарная  $\beta$ -активность всех проб [6], величина которой выражалась в калиевых единицах (отношение интенсивности  $\beta$ -излучения пробы к интенсивности излучения эталона из KCl такого же объема). В природных соединениях K содержание  $\beta$ -активного изотопа  $K^{40}$  стабильно и составляет 0,01% K (при точности измерений 0,003 KE). Чувствительность ус-



Рис. 2. Схема отбора проб почвы в 1964 г. на следе продуктов выпадения Тунгусского метеорита.

1 — эпицентр взрыва; 2 — район максимальной концентрации оплавленных шариков; 3 — места отбора проб.

## Чувствительность установки к отдельным излучателям

β-излучатель	Весовая концентрация β-излучателя в образце, %	Удельная активность образца	
		Ки/г	КЕ
К в природной смеси . . . .	1	7,35 <sup>-11</sup>	0,02
Ra в равновесии с короткоживущими продуктами	10 <sup>-11</sup>	10 <sup>-13</sup>	3·10 <sup>-4</sup>
Th в равновесии с короткоживущими продуктами	10 <sup>-4</sup>		2·10 <sup>-3</sup>
Sr <sup>90</sup> в равновесии с Y <sup>90</sup> . . . .		10 <sup>-12</sup>	1,2·10 <sup>-2</sup>

тановки для измерения суммарной β-активности зависела от энергии β-излучения и для отдельных изотопов определялась по эталонам. Пересчетные коэффициенты для основных β-излучателей естественных радиоактивных продуктов, а также для Sr<sup>90</sup> (в равновесии с Y<sup>90</sup>) приведены в табл. 2.

Обычно для выделения компоненты искусственной радиоактивности из суммарной β-активности определяют концентрацию естественных радиоактивных элементов методами γ-спектрометрии или радиохимии, после чего вычитают их суммарную β-активность, оцениваемую согласно пересчетным коэффициентам табл. 1 [15].

Более сложно выделить на уровне суммарного β- и γ-излучения отдельные изотопы искусственного происхождения. Так как Sr<sup>90</sup> является β-излучателем, то методами γ-спектрометрии оценивают концентрацию Cs<sup>137</sup>. Пересчетный коэффициент от концентрации Cs<sup>137</sup> к удельной активности Sr<sup>90</sup> в равновесии с Y<sup>90</sup> для выпадения 1908 г. так же как и для современных, принят нами 1 : 1 [1].

Точность определения концентрации отдельных изотопов методом γ-спектрометрии составляла по Ra при концентрации 10<sup>-13</sup> г/г — ± 25%, по Th при концентрации 10<sup>-6</sup> г/г — ± 15%, по K и Cs<sup>137</sup> при концентрации 10<sup>-2</sup> г/г — ± 5% и ± 5·10<sup>-14</sup> Ки/г соответственно.

Учитывая основной вклад в суммарную β-активность почв K<sup>40</sup>, в ряде проб почвы было произведено определение K методом пламенной фотометрии с точностью определения ± 2,5 × 10<sup>-6</sup> г/г.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ АНАЛИЗОВ ПРОБ ПОЧВ

Профили суммарной β-активности почв как для участков открытых, так и экранированных от современных глобальных загрязнений (под избами) на оси предполагаемого выпадения

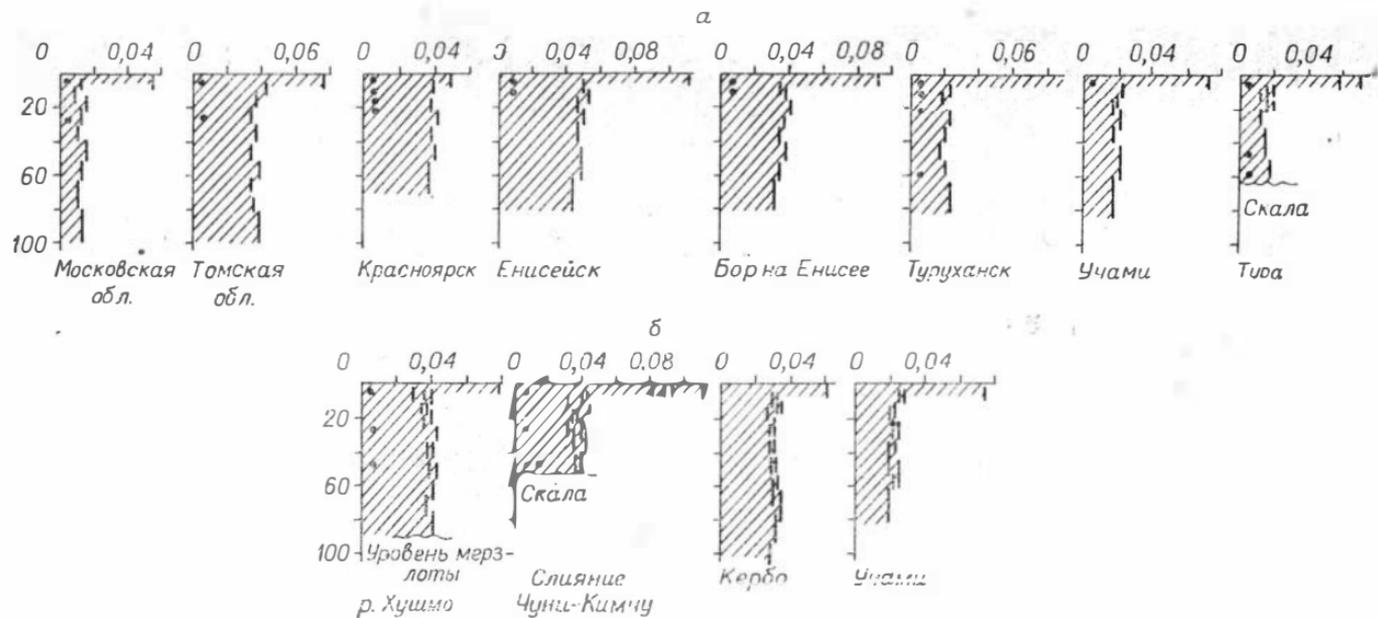


Рис. 3. Распределение  $\beta$ -активных продуктов в почве по глубине (удельная  $\beta$ -активность в КЕ).  
 а — пробы, взятые на открытом грунте; б — пробы, взятые под полами изб (на следе выпадений от взрыва 1908 г.).

Район отбора	Механическая характеристика почвы	Место отбора	Глубина отбора пробы, см	$\Sigma\beta$ , КЕ
Река Хушма Водораздел Подкаменной Тунгуски	Легкий суглинок	Открытый грунт	0—5	0,082
		Под избой	25—35	0,051
		Открытый грунт	70—90	0,041
Слияние рек Чуя и Кимчу Водораздел Подкаменной Тунгуски	Суглинок	Открытый грунт	0—5	0,111
		Под избой	20—30	0,041
		Открытый грунт	40—50 40—50	0,033 0,051
Город Тура Красноярского края	Супесь		0—5	0,067
			40—50	0,013
			50—60	0,018
Город Туруханск Красноярского края	Бесструктурная супесь		0—5	0,204
			5—10	0,022
			15—20	0,020
			60—80	0,024
Пос. Бор на Енисее	Комковатый тяжелый суглинок		0—5	0,104
			5—10	0,035
Город Енисейск	Тяжелый суглинок		0—5	0,112
			5—10	0,051
Город Красноярск	Суглинок		0—5	0,052
			5—10	0,041
			10—15	0,046
			15—20	0,04
Город Томск	»		0—5	0,077
			5—10	0,042
Московская область	Супесь	.	0—5	0,056
			20—30	0,014

ния продуктов взрыва 1908 г., а также фоновые профили, отобранные в ряде пунктов на территории Советского Союза, приведены на рис. 3.

Так как определение концентрации отдельных изотопов в пробе методом измерения и интерпретации  $\gamma$ -спектров достаточно трудоемко, такой анализ был произведен выборочно для 20

β естествен., КЕ	Пламенная фото- метрия К, %	γ-спектрометрия			
		К, %	Ra·10 <sup>-11</sup> , %	Th·10 <sup>-11</sup> , %	Cs <sup>137</sup> ·10 <sup>-12</sup> , Кт/г
0,05113	1,53	1,55	3,47	5,12	0,48
0,049	1,41	1,48	3,24	5,13	—
0,046	1,28	1,31	3,43	5,02	—
0,041	1,56	1,51	4,60	3,88	4,8
0,034		1,25	4,98	3,60	—
0,035	1,29	1,21	4,64	4,30	—
0,042		1,48	5,35	4,20	—
0,008		0,42	1,90	—	1,2
0,009		0,46	—	—	—
0,012		0,49	0,80	0,70	—
0,025	0,63	0,64	2,66	5,84	7,9
0,020		0,71	2,36	2,75	—
0,019	0,61	0,68	2,29	2,65	—
0,020		0,62	3,32	3,12	—
0,037		1,25	2,79	5,57	2,1
0,035		1,31	3,04	3,87	—
	1,53				
	1,75				
0,036	0,94	1,09	5,44	6,14	0,4
0,046	1,51	1,47	4,68	7,45	—
0,049	1,25	1,23	5,94	11,36	—
0,045	1,43	1,41	5,26	7,70	—
	0,95				
	0,86				
0,019	—	0,77	1,20	1,7	1,6
—	0,64	—	—	—	—

проб. Особое внимание было обращено на верхний слой 0—5 см и слой 20—30 см, соответствующий в почвенном разрезе генетическому горизонту В, в котором наблюдается осаждение растворенных солей, вымываемых из верхних слоев почвы. Изотопный состав исследованных проб и концентрация естественных β-излучателей, рассчитанная согласно пересчетным

коэффициентам табл. 2 с точностью  $\pm 0,005$  КЕ, приведены в табл. 3. Совпадение данных о концентрации К, полученных методами  $\gamma$ -спектрометрии и пламенной фотометрии, подтверждает достаточно высокую точность методов анализа (анализ  $\gamma$ -спектра проб верхнего слоя на короткоживущие продукты деления не производился).

Все восемь фоновых профилей характеризуются постоянством величины суммарной  $\beta$ -активности на глубине ниже 10 см. Отклонение от среднего суммарного значения для каждого профиля не превышает точности измерений  $\pm 0,003$  КЕ. Абсолютное значение суммарной  $\beta$ -активности для этих слоев обусловлено концентрацией естественных радиоактивных изотопов (в основном К) в указанных пунктах (см. табл. 3).

Увеличение  $\beta$ -активности в верхних 5 см почвы вызвано  $\beta$ -активными продуктами современных ядерных испытаний и не отмечается в пробах, экранированных от современных глобальных выпадений (под избами). При вычете вклада естественных изотопов мы получаем искусственную компоненту. Колебания концентрации осколочных продуктов в этих слоях от пункта к пункту и даже от пробы к пробе в одном пункте (например, 4 пробы на слиянии рек Чуня — Кимчу) ярко иллюстрируют неоднородность глобальных выпадений на территории.

Профили  $\beta$ -активности почвы, полученные на следе выпадения взрыва 1908 г. на открытых местах, обладают теми же особенностями, что и фоновые пробы.

На глубине до 80—100 см не отмечается каких-либо слоев с повышенной  $\beta$ -активностью, так же, как и в почве, соприкасающейся с монолитными породами (Тура, слияние рек Чуня — Кимчу) и вечной мерзлотой (р. Хушма). Распределение радиоактивных продуктов под полами изб полностью повторяет профили открытых грунтов, за исключением верхних 5 см. На следе выпадения продуктов от воздушного взрыва 1908 г. по всей глубине почвенного покрова не обнаружено слоев с повышенной  $\beta$ -активностью, на наличие которой указывало бы присутствие  $\text{Sr}^{90}$  в концентрации, превышающей  $2 \cdot 10^{-13}$  Ки/г.

Особое внимание было обращено на определение содержания  $\text{Cs}^{137}$  в пробах, взятых у слияния рек Чуня — Кимчу, которое в слоях ниже 5 см не обнаружено (прочерки в таблице означают, что анализ на данный изотоп был произведен, но возможная концентрация данного элемента ниже чувствительности метода —  $5 \cdot 10^{-14}$  Ки/г).

Все вышеизложенное позволяет утверждать, что на следе выпадений 1908 г. не наблюдается каких-либо осколочных продуктов, которые можно было бы датировать 1908 г.

## О РАДИОАКТИВНОСТИ МХА В РАЙОНЕ ПАДЕНИЯ ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА

Детальный анализ распределения отдельных изотопов, возникающих при атомных или термоядерных реакциях, в толще мха из района падения метеорита был проделан в 1964 г. Пробы отбирались на плоской вершине торфяного бугра (долина руч. Хой), где на большой площади имелась чистая залежь с оттаявшим горизонтом до глубины 50 см. Вертикальные пласты торфа разрезались на горизонтальные слои толщиной 3 см, каждый из которых сначала в течение 2—3 дней подвергали воздушной сушке, а затем сжигали на железных листах. Образцы торфа и золы тщательно оберегали от загрязнений. В лабораторных условиях пробы золы прокалили в муфельной печи ( $t \leq 600^\circ$ ) и направили на анализ  $\gamma$ -спектра.

По выделенным из дерна стебелькам кукушкина льна была определена средняя величина прироста дерна сфагна (8 мм в год). Возраст поверхностного слоя до глубины 21—24 см оказался равным 30—32 годам. Это позволяет считать, что заметной деформации залежи (изменения плотности биомассы по глубине) не происходило, и моховую залежь можно рассматривать однородной по глубине. На глубине 24—30 см наблюдался слой разрушенного торфа с большим содержанием золы и отдельных угольков. Выгореть мог оттаявший пласт торфа мощностью 30—50 см, т. е. накопившийся за 40—60 лет. Восстановление растительного покрова после пожара на торфяниках длится около 10 лет, следовательно, в горелом слое сосредоточены продукты жизнедеятельности торфяника периода 1930—1890 гг. нижележащие слои еще более древнего возраста.

Плотность воздушно-сухой массы моховой залежи равнялась  $0,01 \text{ г/см}^3$ , зольность 3%, на основании чего было оценено суммарное количество каждого изотопа по всей толще залежи (табл. 4).

Отмечается проникновение осколочных продуктов современных термоядерных испытаний в глубь моховой залежи; даже  $\text{Mn}^{54}$ , который стал регистрироваться в заметных количествах лишь в 1962 г. проник на глубину 8—9 см.

В слое, сохранившем продукты жизнедеятельности залежи в 1908—1912 гг., не зарегистрировано каких-либо следов осколочной активности, в том числе  $\text{Cs}^{137}$ .

Изотопный состав продуктов и количество каждого изотопа приходится на единицу поверхности моховых залежей, близки к средним величинам, полученным для почв европейской территории Союза [9]. Отдельные отклонения вполне объясняются географической неоднородностью выпадений.

Таким образом, если бы взрыв 1908 г. был вызван ядерной реакцией деления, объемные концентрации  $\text{Sr}^{90}$  и  $\text{Cs}^{137}$  на локальном следе выпадений вполне могли бы быть определены современ-

Концентрация продуктов выпадений от ядерных взрывов в моховых залежах  
(Подкаменная Тунгуска, июль 1964 г.)

Глубина слоя залежи, см	Период биологической активности, гг.	Концентрация распад/мин·г. золы				
		Cs <sup>137</sup>	Ce <sup>144</sup>	Mn <sup>54</sup>	Sb <sup>125</sup>	Ru <sup>106</sup>
0—3	1964—1960	2000	1400	240	710	1400
3—6	1960—1956	670	600	80	390	580
6—9	1956—1953	360	180	20	190	330
9—12	1953—1949	150	40	Фон	60	180
12—15	1949—1945	100	20	»	80	150
15—20	1945—1940	50	Фон	»	30	100
20—23	1940—1900	Фон	»	»	Фон	Фон
Общее колич. изотопов во всей толще залежи, мКи/км <sup>2</sup> . . . . .		125	90	13,5	56	110

ными методами измерений. Однако на следе максимальной концентрации магнетитовых шариков, отождествляемых К. П. Флоренским и В. Г. Фесенко с продуктами взрыва Тунгусского тела, продуктов деления, которые хронологически можно было бы объяснить ядерным взрывом в 1908 г., ни в почвенном слое; ни в моховой залежи не обнаружено.

Автор считает своим долгом выразить благодарность членам КСЭ-2 В. П. Бояркину, Ю. А. Львову, В. Г. Сиротину, Р. Н. Ширшову, принимавшим участие в отборе проб, а также научным сотрудникам ИЭМ-ГУГМС С. С. Кузнецову, В. И. Чуркину, В. И. Свицовой и Т. Н. Жигаловской, оказавшим содействие в осуществлении лабораторных анализов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гречушкина М. П. Таблицы состава продуктов мгновенного деления U<sup>235</sup>, U<sup>238</sup>, Pu<sup>239</sup>. М., Атомиздат, 1964, 67 с.
2. Вронский Б. И., Флоренский К. П. Космическая пыль на земле.— «Природа», 1964, № 3, с. 90—97.
3. Действие ядерного оружия. М., Воениздат, 1960, 586 с.
4. Золотов А. В. Новые данные о Тунгусской катастрофе 1908 г.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 136, № 1, с. 84—87.
5. Нохельсон С. В. Гамма-спектрометрия радиоактивных выпадений.— В кн.: Сборник работ по некоторым вопросам дозиметрии и радиометрии ионизирующих излучений. Вып. 2. М., Атомиздат, 1961, с. 32—38.
6. Кириченко Л. В., Гречушкина М. П. О радиоактивности почвы и растений в районе падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Томск, 1963, с. 139—152.
7. Кириченко Л. В. Роль направленного переноса при проникновении в глубь почвы продуктов ядерных взрывов, поступающих на поверхность почвы из атмосферы.— Труды Ин-та эксперимент. минералогии. Вып. 5. М., 1970, с. 147—154.

8. Лавренчик В. Н. Глобальные выпадения продуктов ядерных взрывов. М., Атомиздат, 1965, 170 с.
  9. Малахов С. Г., Серeda Г. А. и др. Радиоактивные выпадения на территории СССР в 1963 году.— «Атомная энергия», 1965, т. 19, вып. 1, с. 28—35.
  10. Маслов Е. В. К вопросу о высоте и мощности взрыва Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Томск, 1963, с. 105—112.
  11. Материалы о дискуссии ученых в Дубне.— «Техника молодежи», 1966, № 2, с. 10—13.
  12. Павлоцка Ф. И., Зацепина Л. И. и др. О подвижности и формах нахождения  $\text{Sr}^{90}$ , стабильного стронция и кальция в дерново-подзолистой и черноземной почвах.— В кн.: Радиоактивность почв и методы ее определения. М., «Наука», 1966, с. 20—36.
  13. Петров В. И., Прессман А. Я. Оценка влияния турбулентного рассеяния по вертикали и в направлении ветра на распространение полидисперсной примеси.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 146, № 1, с. 86—88.
  14. Петрова Г. М., Марьин Н. П., Берлянд О. С. Осаждение облака взаимодействующих частиц и образование при этом «лялящего» источника в результате действия атмосферной диффузии.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 6, с. 1315—1318.
  15. Плеханов Г. Ф. Предварительные итоги двухлетних работ комплексной самостоятельной экспедиции по изучению проблемы Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Томск, 1963, с. 3—21.
-

## НОВЫЙ МЕТОД ПРОВЕРКИ ГИПОТЕЗ АННИГИЛЯЦИОННОГО И ТЕРМОЯДЕРНОГО ХАРАКТЕРА ТУНГУССКОГО ВЗРЫВА 1908 Г.

Причины катастрофы, происшедшей 30 июня 1908 г. в районе р. Подкаменной Тунгуски [1, 13, 20, 26], до сих пор дискутируются. Наиболее популярной в настоящее время является гипотеза, объясняющая тунгусское явление вторжением в атмосферу Земли небольшой кометы [12, 22—24, 27], хотя все еще появляются работы, авторы которых поддерживают гипотезы ядерного [10] и аннигиляционного [18] характера Тунгусского взрыва. Действительно, трудности объяснения очень большой энергии взрыва ( $\approx 10^{24}$  эрг), а также математической интерпретации получившейся характерной картины вывала леса заставили некоторых авторов искать более сложный механизм взрыва, чем взрыв за счет простого резкого торможения и дробления быстро летящего тела.

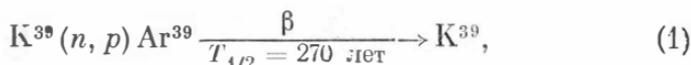
Большую энергию взрыва легко объясняет гипотеза об антивещественной природе Тунгусского тела [32], хотя остается неясным, как такое тело могло проникнуть так глубоко в атмосферу Земли [2]. Для экспериментальной проверки этой гипотезы был использован метод измерения радиоактивности  $C^{14}$  в кольцах деревьев, близких к 1908 г. [4, 8, 30]. В самом деле, возникший при аннигиляции нейтронный поток должен был увеличить поступление  $C^{14}$  в атмосферу Земли. Результаты экспериментов показали, что содержание  $C^{14}$  в кольцах деревьев 1908 г. не выходят за пределы обычных флюктуаций в кольцах других лет. К сожалению, эти данные не отвергают полностью гипотезу аннигиляционного или термоядерного взрыва, поскольку ожидаемое увеличение содержания  $C^{14}$  лежит в пределах всего лишь 2% [5], что близко к предельной чувствительности метода. Низкий эффект связан в основном с тем, что  $C^{14}$ , образованный за счет дополнительного потока нейтронов в районе Тунгусской катастрофы, должен был обязательно рассеяться в атмосфере Земли, поэтому этот метод является малочувствительным для обнаружения локального, хотя, быть может, и высокого потока нейтронов.

Мы предлагаем новый, более чувствительный метод проверки гипотез аннигиляционного и термоядерного характера взрыва, основанный на обнаружении потока нейтронов в районе

Тунгусского взрыва непосредственно по наведенной активности  $\text{Ar}^{39}$  в минералах почв и горных породах. Радиоактивный изотоп  $\text{Ar}^{39}$  был выбран по следующим причинам:

1. Измерению низких уровней радиоактивности многих изотопов мешают «радиоактивные осадки», выпавшие на поверхность всего земного шара после испытаний ядерного оружия. Аргон — инертный газ, и поэтому он не выпадал на поверхность Земли после ядерных испытаний. Кроме того, его легко отделить и полностью очистить от примесей любых других радиоактивных изотопов.

2.  $\text{Ar}^{39}$  образуется под действием нейтронов из таких широко распространенных в горных породах элементов, как  $\text{K}$  и  $\text{Ca}$ . Реакции приводимые к образованию  $\text{Ar}^{39}$ , следующие:



Наибольший эффект в данном случае — у реакции (1), ибо изотоп  $\text{K}^{39}$  имеет самую высокую распространенность (93,1%); реакция не имеет энергетического порога, а сечение ее довольно велико: от 0,1 барн для спектра реакторных нейтронов [33] до 0,4 барн для энергии нейтронов 13 МэВ [31]. В расчетах ожидаемой радиоактивности  $\text{Ar}^{39}$  в породах мы использовали эту реакцию. Учет остальных реакций только увеличит чувствительность метода.

3.  $\text{Ar}^{39}$  имеет «удобный» период полураспада — 270 лет. За прошедшие со дня катастрофы 64 года могло распасться всего около 15% от его первоначального количества.

4. Очень важным моментом является то обстоятельство, что предлагаемый метод — бесфоновый, так как (помимо отмеченного в п. 1): естественное содержание  $\text{Ar}^{39}$ , образованного в верхних слоях земной коры под действием нейтронного потока от космических лучей и нейтронного фона в минералах, крайне ничтожно. Действительно, измеренная величина потока медленных нейтронов в атмосфере у поверхности Земли равна  $3,2 \cdot 10^{-3}$  нейтр/см<sup>2</sup> · с, а естественный нейтронный поток в горных породах составляет обычно не более 5% от этой величины [9]. Активность  $\text{Ar}^{39}$ , образованного потоком  $3,5 \cdot 10^{-3}$  нейтр/см<sup>2</sup> · с в 100 г горной породы с содержанием  $\text{K} = 1\%$  составляет

всего  $3 \cdot 10^{-4}$  расп/мин, что на два порядка ниже предельной чувствительности современных радиометрических установок для измерения  $\text{Ar}^{39}$ . Таким образом, в случае обнаружения этого изотопа в горных породах, взятых под эпицентром взрыва, можно было бы совершенно определенно утверждать, что он образовался под действием нейтронного потока, сопровождавшего взрыв.

### ОЦЕНКА ВЕЛИЧИНЫ ОЖИДАЕМОГО НЕЙТРОННОГО ПОТОКА

Величина нейтронного потока у поверхности Земли от высотного ядерного взрыва зависит в основном от мощности взрыва, его характера и высоты. Мощность и высота взрыва Тунгусского тела в настоящее время достаточно надежно определены по картине вывала леса. Для расчетов мы взяли результаты последней работы В. А. Бронштэна [3]: энергия взрыва  $E \geq 10^{24}$  эрг, высота взрыва  $h \leq 5$  км. Результаты других авторов не очень отличаются от указанных [11, 19].

Так как взрыв произошел на значительной высоте, то интенсивность нейтронного потока, падающего на поверхность Земли, должна была сильно уменьшиться при взаимодействии нейтронов с ядрами элементов атмосферы. Характер этого взаимодействия довольно сложен, и детальное рассмотрение взаимодействия нейтронов с веществом от момента их выделения источником до поглощения представляет собой очень трудную задачу, которая значительно упрощается с применением возрастного приближения. Использование теории возраста возможно при квазинепрерывности потери энергии, когда средняя потеря энергии при столкновении мала, а число столкновений, заметно меняющих энергию, велико [6].

Сечение поглощения нейтронов ядрами элементов атмосферы мало по сравнению с сечением рассеяния на этих ядрах вплоть до энергии  $E_{\text{п}} \approx 0,2$  эВ, когда становится значительным сечение захвата нейтронов ядрами азота. Как вытекает из данных П. А. Ямпольского [28], длина рассеяния быстрых нейтронов в воздухе изменяется медленно, и, следовательно, для нахождения пространственного распределения потока нейтронов в воздухе  $\Pi(R)$  представляется возможным использование теории возраста, в которой поток нейтронов от моноэнергетического источника описывается формулой

$$\Pi(R) = \frac{S}{4\pi RD} e^{-R/L}, \quad (8)$$

где  $R$  — расстояние от источника;  $S$  — мощность источника;  $D$  — коэффициент диффузии;  $L$  — длина диффузии.

Коэффициент диффузии для воздуха можно принять равным  $l_s/3$ , где  $l_s$  — длина рассеяния. Длина диффузии вычисляется по формуле

$$L = l_s \left( \frac{1}{3\xi} \ln E_0/E_{\pi} \right)^{1/2}, \quad (9)$$

где  $\xi$  — средний логарифмический декремент энергии, характеризующий потерю энергии на одно соударение, для воздуха  $\xi=0,129$ ,  $E_0$  — начальная энергия нейтронов;  $E_{\pi}$  — пороговая энергия, до которой замедляются нейтроны.

Так как значения  $S$ ,  $l_s$  и  $E_0$  для термоядерного взрыва и аннигиляции различны, то мы рассмотрим эти два случая отдельно. В обоих случаях пороговую энергию замедления нейтронов примем равной 1 МэВ, а минимальное расстояние до исследованных образцов, находящихся наиболее близко к эпицентру взрыва, равным 6,0 км (3,3 км от точки под эпицентром и высоте взрыва 5 км.)

**Термоядерный взрыв.** Если предположить, что ядерный синтез шел по реакции  $T(d,n) He^4$ , то при мощности взрыва ( $10^{24}$  эрг) должно выделиться около  $4 \cdot 10^{28}$  нейтронов с начальной энергией 14 МэВ. Усредненная длина рассеяния для нейтронов от 14 до 1 МэВ равна 130 м [28]. Тогда интегральный поток нейтронов от термоядерного взрыва у поверхности Земли равен  $5 \cdot 10^{10}$  нейтр/см<sup>2</sup>.

**Аннигиляционный взрыв.** По расчетам Н. А. Власова [5], при равных мощностях взрывов выход быстрых нейтронов при аннигиляции почти в 4 раза меньше, чем при термоядерном взрыве. Следовательно, первоначальное количество нейтронов в этом случае можно принять равным  $10^{28}$ . Средняя энергия нейтронов при аннигиляции равна 60 МэВ, а усредненная длина рассеяния  $l_s=140$  м. Тогда поток нейтронов у поверхности Земли равен  $5 \cdot 10^{11}$  нейтр/см<sup>2</sup>.

Полученные величины ожидаемых нейтронных потоков в обоих случаях являются минимальными, так как мы не учитывали нейтроны с энергией меньше  $E_{\pi}=1$  МэВ. Учет остальных нейтронов увеличит величину ожидаемых потоков, а следовательно, и чувствительность метода.

### ИЗМЕРЕНИЯ $Ag^{39}$

Образцы, взятые в районе эпицентра Гунгусского взрыва, были исследованы на сконструированных нами вакуумной системе для выделения, очистки и заполнения аргона в счетчики, а также низкофоновой радиометрической установке со счетчиками малого объема, которые мы обычно используем для исследования радиоактивности космогенного  $Ag^{39}$  в метеоритах [35]. Конструкция наших миниатюрных счетчиков (объемом

1,2 см<sup>3</sup>) с внутренним наполнением описана в [25]. Фон радиометрической установки для различных экземпляров счетчиков в гейгеровском режиме равен 0,05—0,08 имп/мин. Методика выделения и измерения отлажена и многократно опробована на образцах метеоритов с известной активностью  $\text{Ar}^{39}$ . Содержание  $\text{K}$  и  $\text{Ca}$  в образцах определялось пламенной фотометрией.

Для исследования были взяты (см. таблицу) образцы обогащенной на сепарационном столе минеральной фракции верхнего трехсантиметрового слоя почвы [14, 15] (образцы 1Т—101Т, нумерация Комитета по метеоритам АН СССР), а также образцы сколов траппов 1К (взятый на вершине горы Фарригтон) и 3К (взятый на вершине горы Острая), отобранные таким образом, чтобы они не были экранированы выступами горы, растительностью и т. п. от точки взрыва. Для исследования брались только верхние части сколов толщиной 1,5—2 см. Приведенные в таблице расстояния от точки на местности, находящейся под эпицентром взрыва, до мест взятия образцов были определены И. Т. Зоткиным (КМЕТ АН СССР).

Может возникнуть вопрос о сохранности  $\text{Ar}^{39}$  в образцах. В результате многочисленных исследований было доказано, что образованный из калия аргон хорошо удерживается в кристаллической решетке минералов. На хорошей сохранности радиогенного аргона основан, например, широко используемый в геологии калий-аргоновый метод определения абсолютного «возраста» горных пород, образовавшихся сотни миллионов и миллиарды лет назад [7, 21]. Многие миллионы лет сохраняется аргон и другие инертные газы, образовавшиеся в метеоритах при распаде радиоактивных элементов, а также под действием космических лучей [29]. Космогенный  $\text{Ar}^{39}$  вместе со стабильными изотопами аргона широко используется при определении космического возраста метеоритов [17, 35]. При разработке так называемого  $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$  метода определения возраста затвердевания метеоритов и земных горных пород [33, 34, 36] были проведены специальные исследования кинетики выделения  $\text{Ar}^{39}$ , образовавшегося в образцах при их облучении нейтронами. Эти исследования показали, что  $\text{Ar}^{39}$  выделяется при относительно высоких температурах и, следовательно, хорошо удерживается в решетке минералов. Определенный нами по отношению  $\text{K}^{40}/\text{Ar}^{40}$  абсолютный возраст образца 3К равен 240 млн. лет, что совпадает с геологической оценкой возраста данных пород [16] и свидетельствует об отсутствии значительных потерь аргона.

В таблице приведены содержания  $\text{K}$  (и  $\text{Ca}$ ) и навески образцов, а также фон счетчиков, в которые переводился выделенный и очищенный аргон. Как видно из данных таблицы, в пределах точности измерений превышения скорости счета над фоном ни в одном из исследованных образцов не обнаружено. Максимальная активность  $\text{Ar}^{39}$ , которую можно надежно ре-

Данные измерений  $Ar^{39}$ , K и Ca в образцах сколов траптов и минеральных концентратов из почв

Тип образца	№ образца	Расстояние от точки под эпицентром *, км	Содержание, %		Навеска, г	Измерение, имп/мин		Чувствительность к интегральному потоку **, нейтр/см <sup>2</sup>								
			K	Ca		фон	образец									
Минеральная составляющая почв	101Г	≈ 100	2,29	0,41	18,7	0,078 ± 0,004	0,078 ± 0,005	2,1								
	81Г	≈ 90	1,45	1,39	11,0	0,068 ± 0,003	0,063 ± 0,005	5,8 · 10 <sup>9</sup>								
	45Г	20	2,15		19,0	0,062 ± 0,002	0,064 ± 0,002	2,2								
	40Г	20	1,28		10,3	0,062 ± 0,002	0,066 ± 0,005	7,0 · 10 <sup>9</sup>								
	6Г	8	1,54		15,9	0,062 ± 0,002	0,065 ± 0,003	3,8 · 10 <sup>9</sup>								
					15,9	0,050 ± 0,003	0,050 ± 0,004	3,7 · 10 <sup>9</sup>								
					31,7	0,062 ± 0,002	0,065 ± 0,003	1,9								
1Г	7,5	1,47		19,1	0,062 ± 0,002	0,059 ± 0,004	3,2 · 10 <sup>9</sup>									
Трапты	1К	4,5	0,47		47,4	0,062 ± 0,002	0,063 ± 0,003	4,0 · 10 <sup>9</sup>								
									3К	3,3	0,95		61,2	0,062 ± 0,002	0,064 ± 0,003	1,6

\* Определены И. Т. Зоткиным (КМЕТ АН СССР).

\*\* Рассчитаны по реакциям  $K^{39} (n, p) Ar^{39}$ , принимая  $\sigma=0,2$  барн [<sup>33</sup>] для предельной чувствительности установки 0,01 имп/мин

гистрировать при данной точности измерений, составляет 0,01 имп/мин. Взяв эту величину активности, известные навески и содержания К, мы рассчитали для всех образцов чувствительность каждого отдельного измерения к интегральному потоку нейтронов с учетом только реакции (1) распада  $\text{Ag}^{39}$  за прошедшие со дня взрыва 64 года и эффективности счетчиков 90%. Полученные величины интегрального потока приведены в последнем столбце таблицы. Чувствительность наших измерений к нейтральному потоку составляет  $\approx 3 \cdot 10^9$  нейтр/см<sup>2</sup>, что более чем на два порядка ниже уровня ожидаемого интегрального нейтронного потока через образцы, находящиеся наиболее близко к эпицентру для случаев аннигиляционного взрыва ( $> 5 \cdot 10^{11}$  нейтр/см<sup>2</sup>) и на 1,5 порядка — для случая термоядерного взрыва ( $> 5 \cdot 10^{10}$  нейтр/см<sup>2</sup>).

Энергия взрыва  $E \geq 10^{24}$  эрг соответствует взрыву мощностью  $\geq 25$  Мт тротила. Подобные энерговыделения не могут быть получены при «чистом» атомном взрыве, поэтому случай атомного взрыва можно отбросить как нереальный. Для остальных случаев ожидаемая активность  $\text{Ag}^{39}$ , выделенного из образцов, взятых наиболее близко к эпицентру, составляет величину  $\approx 1$  имп/мин, что на два порядка превышает уровень чувствительности используемой низкофоновой радиометрической установки (0,01 имп/мин). Таким образом, полученные результаты свидетельствуют против ядерной природы тунгусского взрыва.

В заключение авторы благодарят Н. И. Заславскую, А. П. Бояркину и Л. В. Кириченко за представленные образцы для исследований, Л. К. Левского за помощь в измерении абсолютного возраста образца ЗК, И. Т. Зоткина за определение расстояний от мест взятия образцов до эпицентра, а также Т. И. Холодковскую за участие в проведении измерений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Астапович И. С. Большой Тунгусский метеорит.—«Природа», 1951, № 2, с. 23—32; № 3, с. 13—23.
2. Бронштэн В. А., Станюкович К. П. О проникновении антивещества в Солнечную систему и атмосферу Земли.—«Космические исследования», 1969, т. 7, № 4, с. 597—601.
3. Бронштэн В. А. Распространение ударных волн от Тунгусского метеорита в неоднородной атмосфере.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита (материалы совещания 14—16 апреля 1971 г., Новосибирск). Томск, 1971, с. 6, 7.
4. Виноградов А. П., Девириц А. Л., Добкина Э. И. Концентрация  $\text{C}^{14}$  в атмосфере во время Тунгусской катастрофы и антивещество.—«Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 4, с. 900—903.
5. Власов Н. А. Антивещество. М., Атомиздат, 1966, 184 с.
6. Власов Н. А. Нейтроны. М., «Наука», 1971, 552 с.
7. Герлинг Э. К. Современное состояние аргонового метода определения возраста и его применение в геологии. М.—Л., Изд-во АН СССР 1961, 130 с.

8. Девирц А. Л. Радиоуглерод в атмосфере Земли в период Тунгусской катастрофы и в прошлом.— В кн.: Труды Всесоюзного совещания по проблеме «Астрофизические явления и радиоуглерод» (Тбилиси, 25—27 ноября 1969 г.). Тбилиси, 1970, с. 21—25.
9. Горшков Г. В., Зябкин В. А., Летковская Н. М., Цветков О. С. Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры. М., Атомиздат, 1966, 410 с.
10. Золотов А. В. Проблема Тунгусской катастрофы 1908 г. «Наука и техника», 1969, 204 с.
11. Золотов А. В. Оценка энергии тунгусского взрыва 1908 г.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита (материалы совещания 14—16 апреля 1971 г., Новосибирск). Томск, 1971, с. 22, 23.
12. Идлис Г. М., Корягина З. В. О кометной природе Тунгусского метеорита.— «Метеоритика», 1961, вып. XXI, с. 32—42.
13. Крюнов Е. Л. Тунгусский метеорит. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949, 196 с.
14. Кирова О. А. О минералогическом изучении проб почв из района падения Тунгусского метеорита, собранных экспедицией 1958 года.— «Метеоритика», 1961, вып. XX, с. 32—39.
15. Кирова О. А., Заславская Н. И. Некоторые данные о распыленном веществе из района падения Тунгусского метеорита.— «Метеоритика», 1966, вып. XXVII, с. 119—127.
16. Кузнецов М. Ф., Наумов В. А., Тарасевич С. И. Абсолютный возраст траппов бассейна верхнего течения Нижней Тунгуски и его геолого-радиологическая интерпретация.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., «Наука», 1973, с. 206—213.
17. Лаврухина А. К. Эффекты ядерных реакций, вызванных быстрыми протонами в метеоритах.— В кн.: Ядерная химия. М., «Наука», 1965, с. 7—73.
18. Мехедов В. Н. О радиоактивности золы деревьев в районе Тунгусской катастрофы. г. Дубна, препринт ОИЯИ, 1967, 6—3311, с. 16.
19. Пасечник И. П. Предварительная оценка параметров взрыва Тунгусского метеорита 1908 г. по сейсмическим и барографическим данным.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита (материалы совещания 14—16 апреля 1971 г., Новосибирск). Томск, 1971, с. 31—35.
20. Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, 238 с.
21. Старик И. Е. Ядерная геохронология. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, 632 с.
22. Фесенков В. Г. О кометной природе Тунгусского метеорита.— «Астрономич. ж.», 1961, т. 38, вып. 4, с. 577—592.
23. Фесенков В. Г. О природе Тунгусского метеорита.— «Метеоритика», 1961, вып. XX, с. 27—31.
24. Фесенков В. Г. Тунгусское падение и связанные с ним проблемы.— «Метеоритика», 1968, вып. XXVIII, с. 107—113.
25. Фисенко А. В., Колесников Е. М. Миниатюрные низкофоновые счетчики для измерения  $\text{Ag}^{37}$  и  $\text{Ag}^{39}$ — «Приборы и техника эксперимента», 1971, № 6, с. 62, 63.
26. Флоренский К. П. Предварительные результаты Тунгусской метеоритной комплексной экспедиции 1961 г.— «Метеоритика», 1963, вып. XXIII, с. 3—29.
27. Хотинков Р. Л. Х. Шепли о природе Тунгусского метеорита.— «Земля и Вселенная», 1970, № 4, с. 79.
28. Ямпольский П. А. Нейтроны атомного взрыва. М., Госатомиздат, 1961, 132 с.
29. Anders E. Meteorite ages.— «Rev. Mod. Phys.», 1962, v. 34, N 2, 287—325.

30. Cowan C., Atluri C. R., Libby W. F. Possible anti-matter content of the Tunguska meteor of 1908.— «Nature», 1965, v. 206, N 4987, p. 861—865.
  31. Jessen P., Bormann M., Dreyer F., Neuert H. Experimental excitation functions for  $(n, p)$ ,  $(n, t)$ ,  $(n, \alpha)$ ,  $(n, 2n)$   $(n, np)$  and  $(n, n\alpha)$  reactions.— «Nucl. Energy», 1966, 20A, p. 103—202.
  32. La Paz L. The energy of Podkamennaya Tunguska, Siberia meteoritic fall.— «Popular Astronomie», 1948, v. 56, p. 330—331.
  33. Mitchell J. G. The argon-40/argon-39 method for potassium-argon age determination.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1968, v. 32, № 7, p. 781—790.
  34. Merrihue C., Turner G. Potassium — argon dating by activation with fast neutrons.— «J. Geophys. Res.», 1966, v. 71, p. 2852—2857.
  35. Kolesnikov E. M., Lavrukhina A. K., Fisenko A. V., Levsky L. K. Radiation ages of different fragments of the Sikhote-Alin meteorite fall.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1972, v. 36, p. 573—576.
  36. Turner G. Argon-40/argon-39 dating of lunar rock samples.— In: Proceedings of the Apollo 11 Lunar science conference (ed. by Levinson A. A.), Pergamon press, 1970, v. 2, p. 1665—1684.
-

## К ВОПРОСУ ОБРАЗОВАНИЯ ЛОКАЛЬНОГО СЛЕДА ВЫПАДЕНИЙ ОТ ВЗРЫВА КОСМИЧЕСКОГО ТЕЛА В 1908 Г.

В настоящее время высота (6 км) и мощность ( $10^{23}$  эрг) взрыва Тунгусского метеорита являются нижним пределом оценок, полученных разными методами; оценку же массы космического тела в момент взрыва производили, исходя из той или иной гипотезы о природе взрыва. В случае перехода кинетической энергии летящего тела в энергию взрыва (при скорости тела 30 км/с) нижним пределом оценки его массы указывают  $10^6$  т [1].

Предполагая какой-то вид химической реакции высокоэффективной взрывчатой смеси, воспользуемся общепринятым показателем — мощность взрыва  $10^{23}$  эрг соответствует взрыву  $2 \cdot 10^6$  т тринитротолуола. Тогда по количеству энергии, выделяющейся при ядерной реакции деления, мощность взрыва  $10^{23}$  эрг соответствует полному делению ядер атомов 0,1 т  $U^{235}$  или  $Pu^{239}$  [6].

Анализируя взаимодействие баллистической и взрывной сферической волн, А. В. Золотов [7, 8] делает вывод о взрыве Тунгусского космического тела за счет внутренней энергии с большой концентрацией энергии в малом объеме, которую не может обеспечить химический взрыв наиболее высокоэффективных взрывчатых веществ. При этом дается оценка параметров тела в момент взрыва: скорость тела 1,2 км/с, эффективный диаметр тела  $65 \pm 15$  м.

Целью данной работы является прогностическая оценка весовой и счетной поверхностных концентраций вещества космического тела, которое могло выпасть в виде локального следа в непосредственной близости к эпицентру. Это позволит более четко сформулировать требования к программе отбора и анализа поверхностных проб при поисках вещества космического тела в районе Тунгусской катастрофы, которую намерена проводить Комиссия по метеоритам и космической пыли Сибирского отделения АН СССР. Используем нижнюю оценку размеров тела ( $D=50$  м) для определения возможного спектра частиц тела, образовавшегося при взрыве, и определения параметров локального следа выпадения частиц на поверхность Земли. Так как основными параметрами при расчетах являются

мощность взрыва и физические характеристики взорвавшегося тела, эти выводы применимы к мощному взрыву с концентрацией энергии свыше  $10^{12}$  эрг/см<sup>3</sup>, даже если мы не можем в настоящее время определить физическую природу сил, вызвавших взрыв.

Воспользуемся описанием картины взрыва, приведенной в работах [6, 11]. В момент взрыва происходит высвобождение огромного количества энергии в ограниченном объеме. При этом развиваются температура в миллионы градусов и давление в сотни тысяч атмосфер. При взрыве в атмосфере возникает огненная сфера, значительно превышающая размеры самого взорвавшегося тела за счет разогрева окружающего тело воздуха. Под воздействием высокой температуры и высокого давления, развивающихся в огненном шаре, тело расплавляется и частично испаряется. При наземном взрыве на 1 кг мощности взрыва испаряется 4 т и расплавляется несколько сотен тонн грунта.

Диаметр огненного шара при воздушном взрыве определяется номинальной мощностью\* взрыва:  $D_{\text{о.ш.}} = 67W^{0,4}$ . Сразу же после образования огненный шар, представляющий собой облако из паров и мелко диспергированных капель вещества, оказавшегося в его сфере, начинает подниматься вверх со скоростью 75—100 м/с под действием архимедовой силы, которая возникает из-за разницы в плотностях внутри и снаружи огненного шара. Интенсивное излучение, адиабатическое расширение и последующее вовлечение окружающего воздуха во внешние слои шара приводят к непрерывному понижению его температуры. По мере подъема и охлаждения огненного шара в нем происходят процессы окисления вещества вовлеченным атмосферным кислородом, а также конденсация паровой фазы и коагуляция жидкой расплавленной фракции. Вследствие мощной вихревой диффузии внутри шара наиболее эффективно происходит коагуляция.

Укрупнение капель заканчивается, когда температура шара снижается до температуры плавления (затвердевания) образовавшихся частиц. Для частиц с температурой плавления 1000—2000°C (окислы кремния, окислы железа) время, за которое происходит формирование твердых частиц, можно оценить как

$$t_{\text{ф}} = (0,6 - 0,7) \sqrt{W}.$$

Твердые частицы увлекаются поднимающимся огненным шаром (а в дальнейшем образовавшимся вследствие конденсации атмосферной влаги облаком взрыва), пока скорость гравитационного осаждения частиц не превысит скорости подъема

---

\* Здесь и в дальнейшем: мощность взрыва  $W$  кг; время различных процессов,  $s$ ; линейные размеры огненного шара и высоты подъема, м.

облака, после чего крупные частицы, обладающие большими гравитационными скоростями, начинают выпадать из облака.

Высоту подъема частиц определенного размера  $R$ , обладающих гравитационной (стоксовой) скоростью  $V_{R,ст}$ , можно оценить как

$$z = \int_{t_{\phi}}^t (V_{обл} - V_{R,ст}) dt + z_{\phi},$$

где  $t_{\phi}$  — время окончания формирования частиц;  $z_{\phi} = 175 \sqrt{Wt_{\phi}}$  — высота подъема огненного шара в этот момент.

Время подъема облака до максимальной высоты (его стабилизация) в зависимости от мощности взрыва определяется эмпирической формулой.

$$t_{подъема} = 510 - 34 \ln W.$$

Соответственно высота верхней и нижней границ облака, образовавшегося при мощном взрыве, при его стабилизации будет:

$$z_{верхн} = 230 \sqrt[4]{Wt_{подъема}^2} \quad \text{и} \quad z_{нижн} = 100 \sqrt[4]{Wt_{подъема}^2}.$$

Исследуя процесс образования частиц в огненном шаре и облаке воздушного взрыва за счет конденсации и коагуляции, протекающих одновременно, Стюарт [23] показал, что при существующих в огненной сфере турбулентных условиях определяющим фактором образования частиц является коагуляция. Радиус модельной или наиболее вероятной частицы

$$r_{\text{modal}} = \frac{N_0 T_0}{n p k'} \left( \frac{m k}{2 \pi A} \right)^{\frac{1}{2}},$$

где  $N_0$  — число молекул рассматриваемого вещества в газовой фазе, приходящееся на  $\text{см}^3$  в огненной сфере после взрыва;  $T_0$  — температура плавления вещества,  $^{\circ}\text{K}$ ;  $n$  — концентрация частиц, являющихся первичными ядрами конденсации и коагуляции;  $p$  — плотность вещества в жидкой фазе ( $\text{г}/\text{см}^3$ );  $k'$  — константа коагуляции в условиях вихревой турбулентности огненного шара, равная  $3 \cdot 10^{-9}$ ;  $m$  — масса конденсирующей молекулы;  $k$  — постоянная Больцмана;  $A$  — константа —  $7,5 \cdot 10^3$ .

На основании анализа экспериментальных данных, полученных при взрывах номинальной мощностью 20 кт, Стюарт определил значения  $N_0$  и  $n$ , когда конденсирующим и коагулирующим веществом в огненной сфере взрыва являлись окислы железа (конструкция бомбы или металлическая конструкция башни) или окислы кремния (в случае вовлечения большого количества грунта). В табл. 1 приводятся полученные физи-

Расчетные и экспериментально полученные параметры состояния вещества, вовлеченного в огненную сферу (по Стюарту)

$W=20\text{кт}$	Взрыв в воздухе	Взрыв на башне	Взрыв на поверхности Земли
Испарившееся вещество . . . . .	Fe	Fe	Fe
Масса испарившегося материала, г . . . . .	0,1	25	100
Образовавшиеся конденсирующие соединения . . . . .	Fe, FeO	Fe, FeO	SiO, SiO <sub>2</sub>
Масса молекулы $\times 10^{23}$ , г . . . . .	9,3	9,3	7,3
Плотность жидкости $\rho$ , г/см <sup>3</sup> . . . . .	5	5	2,5
Температура плавления, °К . . . . .	2000	2400	2500
Концентрация молекул в газовой фазе $N_0$ , молекул/см <sup>3</sup>	$7 \cdot 10^{14}$	$2 \cdot 10^{16}$	$7 \cdot 10^{16}$
Концентрация ядер коагуляции $n$ , частиц/см <sup>3</sup>	$5 \cdot 10^{10}$	$2 \cdot 10^{11}$	$7 \cdot 10^{11}$
Модальный радиус частиц $r_{\text{modal}}$ , мк	$3 \cdot 10^{-2}$	$10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$

ческие константы образовавшихся при этом конденсирующих и коагулирующих соединений и соответствующие значения  $N_0$ ,  $n$  и  $r_{\text{modal}}$  в зависимости от массы вовлеченного в огненную сферу и испарившегося материала.

Чтобы перейти к другим мощностям взрыва  $W$  и иным массам вовлеченного в огненный шар вещества  $M$  при том же химическом составе конденсирующих соединений, воспользуемся принципом подобия

$$\frac{r_{\text{modal}}'}{r_{\text{modal}}''} = \frac{N_0' n''}{N_0'' n'}$$

Из полученных закономерностей

$$n \sim N^{1/4} \quad \text{и} \quad N_0 = \frac{M}{D_{0,III}^3} \sim \frac{M}{W^{6/5}}$$

Тогда

$$r_{\text{modal}} = r_{\text{modal}}' \frac{W'}{W''} \left( \frac{M''}{M'} \right)^{3/4}$$

Согласно Стюарту, распределение частиц (спектр размеров частиц) в облаке взрыва к моменту окончания коагуляции приобретает логарифмически-нормальный характер

$$f(r) dr = \frac{N}{\sqrt{2\pi}} \exp \left[ -\frac{1}{2} \left( \ln \frac{r}{r_{\text{modal}}} \right)^2 \right] \frac{dr}{r},$$

где  $N$  — общее число образовавшихся частиц. Так как масса частицы пропорциональна кубу ее радиуса, можно определить

общую массу частиц, приходящихся на фракцию частиц в интервале размеров от  $R_1$  до  $R_2$  при известной массе испарившегося тела  $M$ :

$$M_{R_1-R_2} = M \frac{\int_{R_1}^{\infty} r^3 f(r) dr - \int_{R_2}^{\infty} r^3 f(r) dr}{\int_0^{\infty} r^3 f(r) dr}.$$

Приведем полученные интегралы к виду, удобному для вычислений. Пусть

$$x = \ln \frac{r}{r^*}, \quad r = r^* \exp(x).$$

Тогда

$$dr = r^* \exp(x) dx = r dx, \quad dx = \frac{dr}{r}$$

и 
$$\int_{R_1}^{\infty} r^2 \exp \left[ -\frac{1}{2} \left( \ln \frac{r}{r^*} \right)^2 \right] dr = r^{*3} \int_{\ln \frac{R_1}{r^*}}^{\infty} e^{3x - \frac{x^2}{2}} dx.$$

Согласно формуле (3.332) из [5],

$$\int_0^{\infty} e^{-\beta x^2 - \gamma x} dx = \sqrt{\pi \beta} \exp(\beta \gamma^2) \left[ 1 - \Phi \left( \gamma \sqrt{\beta} + \frac{\gamma}{2\sqrt{\beta}} \right) \right],$$

где

$$\Phi = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^c e^{-t^2} dt = \operatorname{erf}(c \sqrt{2}).$$

Следовательно,

$$\int_{R_1}^{\infty} r^3 f(r) dr = 110 r_{\text{modal}}^3 \left[ 1 - \operatorname{erf} \left( \ln \frac{R_1}{r_{\text{modal}}} - 3 \right) \right].$$

Применим приведенные выше закономерности развития облака мощного высокоэнергетического взрыва и образования спектра частиц из вещества взорвавшегося тела, полностью вовлеченного в огненную сферу, к анализу взрыва космического тела, получившего название «Тунгусский метеорит». При этом будем предполагать, что вся масса космического тела (каменного или железного) с диаметром 50 м расплавилась в огненной сфере и выпала в дальнейшем на землю в виде застывших капель (сферические оплавленные частицы), так как самые тщательные поиски вещества космического тела

## Развитие облака мощного взрыва

Параметры		Величина	
Мощность взрыва $W$ , кт		2 · 10 <sup>3</sup>	
Высота взрыва $H$ , км		6	
Диаметр взорвавшегося тела $D$ , м		50	
Диаметр образовавшегося огненного шара $D_{о.ш.}$		1400	
Время подъема облака, с		250	
Высота подъема облака взрыва, км	Нижняя граница	11	
	Верхняя граница	25	
	Центр облака	18	
Замедление облака при равномерно-замедленном движении, м/с <sup>2</sup>		0,4	
Время формирования спектра $t_f$ , с		29	
Высота подъема центра облака при $t_f$ , км	Относительно точки взрыва	2,8	
	Относительно уровня земли	8,8	
Скорость облака при $t_f$ , м/с		90	
Предполагаемое вещество тела		Камень	Железо
Плотность тела $\delta$ , г/см <sup>3</sup>		3,0	7,5
Масса тела $M$ , т		2,5 · 10 <sup>5</sup>	5 · 10 <sup>5</sup>
Модальный радиус образовавшихся частиц $r_{modal}$ , мк		0,63	1,5

в виде крупных обломков в районе эпицентра взрыва оказались безуспешными.

Вычисленные общие параметры облака взрыва приведены в табл. 2.

Оценку доли частиц определенного радиуса от общей массы космического тела будем проводить по фракциям  $R \geq 500$  мк, 500—200, 200—100, 100—50, 50—25, 25—10, <10 мк.

Число частиц в каждой фракции определим из массы вещества, приходящегося на данную фракцию, и средневесового радиуса фракции.

Гравитационные скорости для частиц каждой фракции подсчитаем по формуле Стокса

$$v_{ст} = \frac{2g}{9\eta} \sigma r_{ср}^2,$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести;  $\eta$  — вязкость воздуха;  $\sigma$  и  $r_{ср}$  — плотность и средневесовой радиус частиц фракции.

В пределах тропосферы (1000—200 мбар)  $\eta$  не зависит от давления и незначительно уменьшается с понижением температуры, что может повести к некоторому увеличению стоксовой скорости частиц на больших высотах [22]. Указанный эффект значительно ниже точности наших (прогностических) оценок, для которых мы приняли гравитационную скорость частиц постоянной по высоте и равной  $1,27 \cdot 10^6 \sigma \cdot r_{ср}^2$ .

Скорость осаждения шарообразных частиц в атмосфере с больших высот отличается от их стоксовой скорости и является переменной величиной, зависящей от плотности воздуха  $\rho$ . Для высот менее 100 км  $\rho_H = \rho_0 \exp(-\gamma H)$ , где  $\gamma = 0,14 \text{ км}^{-1}$ .

В наших расчетах для определения средней скорости выпадения частиц радиуса  $R$  с плотностью  $\sigma$  на поверхность земли с высоты  $H$  мы использовали формулу [17]

$$\bar{V}_R = \frac{V_{Rст}}{1 + 1,96 \cdot 10^{-3} \sqrt{\frac{\sigma r^3}{H} [1 - \exp(-0,14H)]}}.$$

Характеристики образовавшихся фракций, включая и максимальную высоту подъема их относительно Земли при увеличении сформировавшихся частиц поднимающимся облаком взрыва приведены в табл. 3.

Перейдем к оценке весовой и счетной поверхностных концентраций вещества космического тела, которое могло выпасть в виде мелких затвердевших капель и образовать локальный след на поверхности Земли в непосредственной близости от эпицентра.

Разнообразие локальных следов при ближайших выпадениях продуктов атомных взрывов и их зависимость от метеорологических ситуаций достаточно ярко отражены в литературе [6, 14].

Не имея точных данных о профиле ветра по высотам в момент взрыва, оценим параметры локального следа для некоторого среднего значения ветра во всем слое оседания частиц (0—18 км), привлекая результаты модельных опытов по изучению закономерностей рассеивания аэрозольных частиц в атмосфере [18]. Авторы работы, изучая в условиях реальной атмосферы падение с высот 1000—8000 м частиц, имеющих скорости

Параметры	Каменное	
Размер фракций $R$ , мк	>500	500—200
Средневесовой радиус фракции $R_{\text{ср}}$ , мк		390
Гравитационная скорость фракции $v$ , м/с	>95	57
Высота подъема фракции относительно Земли $Z_R$ , км	6—9	15
Средняя скорость выпадения $v_R$ м/с	>95	9,6
Время оседания на землю, мин, ч	<1	26 ≈0,5
Количество вещества от $M$ тела, приходящегося на фракцию $M_R$		
доля, %	0,011	0,33
масса, т	25	800
Количество частиц в фракции $N_R$	<1,6 · 10 <sup>10</sup>	10 <sup>12</sup>
Положение максимума выпадений по направлению среднего ветра от эпицентра $x_{\text{max}}$ , км	<1	2,6
Поверхностная счетная концентрация $q$ , частиц/м <sup>2</sup> , в точке $x_{\text{max}}$	>2,5 · 10 <sup>7</sup>	1,1 · 10 <sup>8</sup>
Дисперсия по оси следа $\sigma_y$		200
Дисперсия перпендикулярно к оси следа $\sigma_x$		12
Поверхностная счетная концентрация $q$ от объемного источника ( $r \sim 0,7$ км) в области $x_{\text{max}}$ ( $S = 0,4 \cdot 10^6$ м <sup>2</sup> ), частиц/м <sup>2</sup>	<60	300
Поверхностная весовая концентрация $\tilde{m}$ от объемного источника в области $x_{\text{max}}$ , г/м <sup>2</sup>		0,24
Расстояние $\Delta x_m$ от $x_{\text{max}}$ , при котором $q_x/q_{\text{max}} = 0,1$		830
Расстояние $\Delta y_m$ от $x_{\text{max}}$ , при котором $q_y/q_{\text{max}} = 0,1$		720

оседания в диапазоне от 0,7 до 3 м/с, определяли основные параметры следа выпавших на землю частиц в зависимости от числа частиц в источнике  $N$ , высоты сброса  $H$  (м), средней скорости оседания  $\bar{V}_R$  (м/с) и скорости среднего ветра в слое  $H - u$  (м/с).

Приведем полученные ими закономерности.

1. Максимальные поверхностные концентрации частиц наблюдаются по направлению среднего ветра от проекции точечного источника на Землю (эпицентра) на расстоянии

$$x_{\text{max}} = H \frac{u}{\bar{V}_R};$$

## шихся фракций

тело

200—100	100—50	50—25	25—10	<10
150	75	38	19	
8,5	2,14	0,55	0,14	<0,04
18	18	18	18	>18
4,3	2,0	0,58	0,16	<0,04
70	150	500	1800	
1	2,5	8,5	30	>100
1,4	6,25	16	27	49
$3,5 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^4$	$6,8 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^5$
$8,3 \cdot 10^{13}$	$2,9 \cdot 10^{15}$	$5,8 \cdot 10^{16}$	$8 \cdot 10^{17}$	$>10^{19}$
21	85	330	1300	
$3,3 \cdot 10^7$	$1,8 \cdot 10^7$	$1,1 \cdot 10^7$	$3,1 \cdot 10^6$	
$2,15 \cdot 10^3$	$10^4$	$5,2 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^5$	
175	$10^3$	$6,2 \cdot 10^3$	$3,6 \cdot 10^4$	
90	47	30	10	
$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	10—6	
$1,7 \cdot 10^3$	$5,5 \cdot 10^3$	$2,4 \cdot 10^4$	$10^5$	
820	$1,3 \cdot 10^3$	$3,7 \cdot 10^3$	$1,7 \cdot 10^4$	

2. Поверхностная счетная концентрация частиц в точке удовлетворительно определяется эмпирической формулой

$$q_{R_{\max}} = A \frac{N_R}{H^2} \left( \frac{\bar{V}_R}{u} \right)^{2n},$$

где  $n=1,4$ ,  $A=2 \cdot 10^2$ ;

3. Дисперсия счетных концентраций на оси следа, совпадающей с направлением среднего ветра в обе стороны от  $x_{\max}$ :

$$\sigma_x = 0,1H \left( \frac{u}{\bar{V}_R} \right)^{1,15};$$

Параметры	Железное	
Размер фракций $R$ , мк	$>500$	500—200
Средневесовой радиус фракции $R_{cp}$ , мк		390
Гравитационная скорость фракции $v$ , м/с	$>240$	143
Высота подъема фракции относительно Земли $Z_R$ , км	6—7	6—7
Средняя скорость выпадения $v_R$ м/с	$>240$	24
Время оседания на землю, мин	$<0,5$	5
Количество вещества от $M$ тела, приходящегося на фракцию $M_R$ доля, %	0,25	3,35
масса, т	$1,25 \cdot 10^3$	$16,7 \cdot 10^3$
Количество частиц в фракции $N_R$	$<3,2 \cdot 10^{11}$	$10^{13}$
Положение максимума выпадений по направлению среднего ветра от эпицентра $x_{max}$ , км	$<0,25$	2,5
Поверхностная счетная концентрация $q$ , частиц/м <sup>2</sup> , в точке $x_{max}$	$<9 \cdot 10^9$	$4,5 \cdot 10^8$
Дисперсия по оси следа $\sigma_x$		216
Дисперсия перпендикулярно к оси следа $\sigma_y$		15
Поверхностная счетная концентрация $\tilde{q}$ от объемного источника ( $r \sim 0,7$ км) в области $x_{max}$ ( $S = 0,4 \cdot 10^6$ м <sup>2</sup> ), частиц/м <sup>2</sup>	$<23 \cdot 10^3$	1200
Поверхностная весовая концентрация $\tilde{m}$ от объемного источника в области $x_{max}$ , г/м <sup>2</sup>		2,3
Расстояние $\Delta x_M$ от $x_{max}$ , при котором $q_x/q_{max} = 0,1$		840
Расстояние $\Delta y_M$ от $x_{max}$ , при котором $q_y/\tilde{q}_{max} = 0,1$		720

#### 4. Дисперсия в поперечном направлении от оси следа:

$$\sigma_y = 8 \cdot 10^{-3} H \left( \frac{u}{\bar{V}_R} \right)^{1,3}.$$

Рассчитывая параметры выпадений для взрыва 1908 г., примем величину среднего ветра  $u$  в слое 0—20 км равной 10 м/с [22].

Все эмпирические зависимости в работе [18] получены при моделировании точечного источника примеси, тогда как в рассматриваемом нами случае источником примеси является огненная сфера или облако взрыва с диаметром более 1,5 км. Предположим, что продукты взрыва выпадают из облака равномерно по всему горизонтальному миделю облака и что полуширина

тело

200—100	100—50	50—25	25—10	<10
150	75	38	19	
21,4	5,3	1,38	0,35	<0,1
18	18	18	18	>18
11	5	1,5	0,4	<0,1
27	60	200	750	>50
0,5	1,0	3,5	12,5	
7,9	19,5	27	29	13
$4 \cdot 10^4$	$10^5$	$1,35 \cdot 10^5$	$1,45 \cdot 10^5$	$6,5 \cdot 10^4$
$3,8 \cdot 10^4$	$7,6 \cdot 10^{15}$	$7,5 \cdot 10^{16}$	$6,8 \cdot 10^{16}$	$>2 \cdot 10^8$
16	36	120	450	>2000
$3 \cdot 10^8$	$6,7 \cdot 10^8$	$2,5 \cdot 10^9$	$5 \cdot 10^7$	
$1,6 \cdot 10^3$	$4 \cdot 10^3$	$1,6 \cdot 10^4$	$7,2 \cdot 10^4$	
125	350	1670	9500	
800	1750	6600	130	
0,085	0,023	0,012	$3 \cdot 10^{-5}$	
$1,6 \cdot 10^3$	$2,7 \cdot 10^3$	$8,2 \cdot 10^3$	$3,3 \cdot 10^4$	
800	900	$1,6 \cdot 10^3$	$5,3 \cdot 10^3$	

следа выпадений по направлению ветра складывается из радиуса облака и дисперсионного расширения. При этом концентрация в максимуме соответственно снижается пропорционально площади горизонтального сечения источника. Такое предположение правомерно и подтверждается литературными данными по формированию локальных следов при взрывах атомных бомб (карты изолиний концентраций выпадений на поверхность Земли).

Анализ табл. 3 позволяет сделать следующие выводы.

1. Исходя из предположения, что локальный след образуется частицами, выпадающими в течение суток после взрыва ( $\bar{V} > 0,1$  м/с), мы видим, что при варианте железного тела около 90% массы взорвавшегося тела выпадает на следе и только 10% распространяется в верхних слоях атмосферы, а при

варианте каменного тела к моменту взрыва выпадает половина от массы тела (абляция тела при полете не учитывается).

2. Крупные частицы, гравитационные скорости которых настолько велики, что они не увлекаются облаком взрыва и выпадают непосредственно в области эпицентра ( $x_{\max} \leq 3$  км), составляют доли и единицы процента от массы тела. Однако в случае взрыва железного тела счетные концентрации их таковы, что в области эпицентра могут образоваться поверхностные концентрации, превышающие концентрации от фонового выпадения космической пыли.

3. След выпадений, возникший за счет сноса частиц ветром, должен простираться на сотни километров, а по мере удаления от эпицентра взрыва должен изменяться спектр размеров выпавших частиц. Ширину следа целесообразно рассматривать как расстояние от оси следа, на котором поверхностная счетная концентрация частиц обуславливает максимальные выпадения на этом расстоянии от эпицентра  $x_{\max}$ , уменьшаясь на порядок. Согласно табл. 3, для магнитной фракции на расстоянии 35—50 км от эпицентра основной размер выпавших частиц будет 50—100 мк, а ширина следа не должна превышать 6 км. На расстоянии свыше 100 км от эпицентра преобладающей будет фракция частиц 25—50 мк, а ширина следа увеличится до 15—18 км. Необходимо подчеркнуть, что числовые характеристики локального следа, приведенные в табл. 3, относятся к моменту его образования.

Обнаружение локального следа выпадения 1908 г. возможно лишь при изучении статистически оправданного количества проб, взятых в районе Тунгусской катастрофы и являющихся представительными для оценки флюктуаций фона, не связанного с локальным выпадением 1908 г.

В настоящее время опубликован ряд работ, в которых оценивается скорость ежегодного поступления космической пыли в глобальном масштабе, а также рассматриваются химический состав, физическая структура и спектр размеров космических частиц [2, 3, 9]. Величина современных ежегодных выпадений космической пыли на нашу планету на основании данных ряда исследователей, проводивших измерения в различных точках земного шара, оценивается в  $10^5$  т, что в пересчете на поверхностные концентрации выпадений составляет  $2 \cdot 10^{-4}$  г/м<sup>2</sup> в год.

Выпадения в нижнепермский период развития Земли оказались такого же порядка. Величина выпадений ( $10^5$  т) соответствует обобщенным данным оценок интенсивности выпадений космической пыли в счетных концентрациях: для фракции частиц размерами от 15 до 70 мк интенсивность выпадений колеблется от  $5 \cdot 10^2$  до  $10^5$  частиц/м<sup>2</sup> в год. Минимальные выпадения получены для районов Гренландии и Антарктиды. В настоящее время имеющийся экспериментальный материал не позволяет делать геофизические интерпретации такого большо-

го диапазона колебаний счетных концентраций, поэтому проведение исследований по космической пыли на территории Сибири, в частности, в районе падения Тунгусского метеорита, нам кажутся крайне полезными.

В связи с общей оценкой космической пыли, попадающей на Землю, представляет интерес оценка этой величины на основе современных знаний о концентрациях вещества в межпланетном пространстве и анализа механизма захвата Землей этого вещества. По оценке Л. А. Катасева и Н. В. Куликовой [12], порядок этой величины не превышает  $10^3$  т в год.

Для районов, прилегающих к месту Тунгусской катастрофы, интенсивность ежегодных выпадений, по оценке Ю. А. Львова, выделявшего космическую фракцию из горизонтальных слоев торфа по двум пробам, равна 200 и 250 частиц/м<sup>2</sup> в год [16]. Скорость выпадения космической пыли, определенная по накоплению ее в снежном покрове для четырех проб, отобранных на севере Томской области, оказалась равна 100 частиц/м<sup>2</sup> в год [10]. Согласно данным этих же авторов, концентрации шариков в верхнем пятисантиметровом слое почвы в трех пробах, отобранных в низовьях р. Таймуры, оказались равны 160, 280 и 530 частиц/м<sup>2</sup>. Как в работе [16], так и [10] отмечается, что наряду с блестящими темными шариками в пробах имеется большое количество частиц, имеющих разрушающийся вид (помутнение, неровности поверхности, следы коррозии). На основании этих данных период сохранности магнетитовых сферул в почвах таежного района составляет всего 1—2 года. Наибольшее количество проб поверхностного слоя почвы с последующим выделением магнетитовых шариков в районе падения Тунгусского метеорита было отобрано в 1962 г. экспедицией К. П. Флоренского. Для сравнения данных, опубликованных в [19], с данными других авторов, переведем относительные концентрации в абсолютные с коэффициентом  $10^2$ , так как в статье указана площадь проб — 1 дм<sup>2</sup>, но сделана оговорка о необходимости проведения дополнительной методической обработки.

Из 112 проб 80 имели концентрации ниже 400 частиц/м<sup>2</sup>, 22—400—1000 частиц/м<sup>2</sup>, 10 — выше 1000 частиц/м<sup>2</sup>.

Пробы с концентрациями выше 400 частиц/м<sup>2</sup> расположены в виде полосы шириной около 20 км, простирающейся от эпицентра взрыва на северо-запад. Гипотеза, что эта аномалия является следом выпадений от взрыва космического тела, вполне убедительна, однако требует дополнительной аргументации, поскольку статистически эта аномалия перекрывается флюктуациями глобального фона.

Частично результаты исследования космической пыли, собранной в районе Тунгусской катастрофы, опубликованы в [20,21]. Значительное количество полученных космогенных частиц позволило авторам детально изучить закономерности формиро-

вания и особенности морфологии и химического состава космических шариков. Магнитные шарики состояли в основном из окислов железа, иногда с вкраплениями силикатного вещества. В части шариков распределение элементов однородно по разрезу; другая часть имела ярко выраженное металлическое ядро с повышенным содержанием никеля. Размер найденных магнитных шариков имел широкий диапазон — от 5 до 500 мк. Мелкие шарики ( $d < 50$  мк) большей частью имели блестящую поверхность, более крупные — матовую и шероховатую. Наблюдались полые шарики и частицы в виде сплюснутых или вытянутых капель. Отмечается большое разнообразие силикатных шариков пористых и полых форм.

Для изучения процессов, приводящих к различию в химическом составе космогенных шариков, авторами проведены модельные эксперименты, воспроизводящие процессы образования шариков разного состава при влете метеоритов в земную атмосферу — быстрый нагрев, расплавление, окисление, сдувание расплава с поверхности. Сравнивая тунгусские шарики с модельными, полученными при опытах по воспроизведению процесса абляции метеоритов в атмосфере, авторы отмечают идентичность их морфологических типов. Очень интересны и содержательны работы, позволяющие полученные результаты перенести на интерпретацию глобальных выпадений космической пыли, однако они не дают ответа, каков возраст исследованных образцов. В пользу того, что выделенные фракции являются результатом выпадений космической пыли последних нескольких лет, говорят оценки скорости разрушения магнетитовых форм космической пыли в почвах этого района на основании исследований других авторов [10, 16].

При выделении локального следа выпадений 1908 г., вероятно, надо исходить не столько из сходства космической пыли из района Тунгусской катастрофы с космическими выпадениями в других районах земного шара, сколько из уникальности [10] тунгусского взрыва (мгновенный взрыв и расплавление всего тела в огненной сфере). Концентрация вещества взорвавшегося тела в паровой и расплавленной фазах огненной сферы значительно превышали концентрации метеорного вещества, возникающие в метеорном следе при абляции [10]. Длительность процессов формирования составляла полминуты; основным процессом формирования спектра частиц был процесс коагуляции частиц в жидкой фазе. Поэтому первоначальный спектр размеров частиц вещества Тунгусского тела, выпавших на поверхность Земли на расстояниях ближе 100 км от эпицентра взрыва, должен быть сдвинут в сторону преобладания более крупных частиц, чем размер частиц в глобальных выпадениях космической пыли.

Крайне желательно сравнение не только счетных величин интенсивности ежегодных поступлений и концентраций в по-

верхностных слоях почвы космического вещества, но и детальный анализ их морфологических различий. Так, например, согласно [21], можно предполагать, что мелкие шарики диаметром менее 25 мк, имевшие блестящую оплавленную поверхность, относятся к современным выпадениям космической пыли, тогда как крупные частицы, поверхность которых несут явные следы разрушения, имеют значительно больший возраст. Так как все процессы разрушения формы и структуры затвердевших частиц идут тем интенсивнее, чем больше отношение поверхности частицы к ее массе, скорость разрушения мелких частиц космического происхождения в агрессивных средах, какой в данном случае надо считать почву, значительно большая, чем у крупных частиц, образовавших локальные выпадения. Есть опасность, что за 60 лет, прошедших после взрыва и образования следа выпадений на земной поверхности, спектр выпавших частиц полностью разрушился или претерпел значительные изменения.

В табл. 3 приведены весовые концентрации вещества. Возможно, привлечение данных о химическом составе поверхностного слоя почвы с целью выявления аномалий на фоне кларковых концентраций даст какую-либо дополнительную информацию. Заслуживающим особого внимания при сборе дополнительного материала в районе Тунгусской катастрофы является упоминание об образованиях типа тонких магнитных скорлупок [21], которые, по-видимому, специфичны для данного района. Подобные образования в значительных количествах были обнаружены нами [13] при лабораторных анализах золы глубинных слоев моховой залежи, отобранных в 1960 г. в районе эпицентра взрыва (Кабаевый остров). Однако мы склонны были объяснить наличие таких скорлупок случайным загрязнением золы данного слоя термической окалиной с протвняней, на которых проводилось озоление торфа.

Для восстановления первоначального спектра выпадений, имевших место в 1908 г., крайне полезными могут быть пробы космического вещества, извлеченные из нейтральных сред, наименее способствующих разрушению первичной структуры вещества (мхи и торфяники, донные илы, смолы и асфальты, возникающие после катастрофы).

В заключение автор считает приятным долгом выразить благодарность В. Д. Виленскому, В. И. Вронскому, А. И. Газиеву, Г. М. Петровой и Е. Д. Стукину за ряд ценных замечаний, высказанных ими на отдельных этапах выполнения данной работы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бронштэн В. А. К вопросу о движении в атмосфере Тунгусского метеорита.— В кн.: Метеоритика. Вып. 20. М., «Наука», 1961, с. 72—86.

2. Виленский В. Д. Удельный вес сферических микрочастиц, собранных в атмосфере.— «Геохимия», 1966, № 5, с. 586—593.
3. Виленский В. Д. Поиски космогенного вещества в атмосфере и атмосферных выпадениях.— «Геофиз. бюлл.», 1966, № 17, с. 48—54.
4. Вронский Б. И., Флоренский К. П. Космическая пыль на земле.— «Природа», 1964, № 3, с. 90—97.
5. Градштейн И. С., Рыжик И. М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. М., Физматгиз, 1962, 1100 с.
6. Действие ядерного оружия. М., Воениздат, 1960, 586 с.
7. Золотов А. В. К вопросу о возможности теплового взрыва и структуре Тунгусского космического тела.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 4, с. 805—808.
8. Золотов А. В. Оценка параметров Тунгусского космического тела по новым данным.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 5, с. 1049—1052.
9. Иванов А. В., Флоренский К. П. Космические шарики в нижнепермских соляных отложениях.— «Геохимия», 1968, № 4, с. 483—485.
10. Иванова Г. М., Брувер Р. Э., Львов Ю. А., Боронтова Н. И. О поисках вещества Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 145—148.
11. Израэль Ю. А., Стукин Е. Д. Гамма-излучение радиоактивных выпадений. М., Атомиздат, 1967, 224 с.
12. Катасов Л. А., Куликова И. В. О метеорных спутниках Земли.— «Астрономич. вестн.», 1967, т. 1, № 2, с. 97—102.
13. Кириченко Л. В., Гречушкина М. П. О радиоактивности почвы и растений в районе падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Томск, 1963, с. 139—152.
14. Коллог У., Рапп Р., Гринфилд С. Ближнее выпадение продуктов атомного взрыва.— В кн.: Метеорология и атомная энергия, М., ИЛ, 1959, с. 243—255.
15. Лебединец В. И., Портнягин Ю. И. Некоторые вопросы физической теории метеоров.— «Кометы и метеоры», 1966, № 13, с. 9—21.
16. Львов Ю. А. О нахождении космического вещества в торфе.— В кн. Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 2. Томск, 1967, с. 140—144.
17. Манжула А. П., Колонницкий С. А. О скорости осаждения частиц из атмосферы.— «Изв. АН СССР. Физика атм. и океана», 1965, т. 1, № 9, с. 996—1000.
18. Петрова Г. М., Мирошкина А. И. Закономерности рассеяния аэрозольных частиц в свободной атмосфере. М., Гидрометеиздат, 1967. (Труды ИПГ, вып. 4), с. 5—40.
19. Флоренский К. П. Проблема космической пыли и современное состояние изучения Тунгусского метеорита.— «Геохимия», 1963, № 3, с. 284—296.
20. Флоренский К. П., Иванов А. В., Ильин Н. П., Петрикова М. И., Лосева Л. Е. Химический состав космических шариков из района Тунгусской катастрофы и некоторые вопросы дифференциации вещества космических тел.— «Геохимия», 1968, № 10, с. 1163—1173.
21. Флоренский К. П., Иванов А. В., Кирова О. А., Заславская Н. И. Фазовый состав мелкодисперсного внеземного вещества из района Тунгусской катастрофы.— «Геохимия», 1968, № 10, с. 1174—1182.
22. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. М., Физматгиз, 1958, 476 с.
23. Stewart K. The condensation of voporto an assembly of droplets or perticles.— «Transact of the Faraday Soc.», 1956, v. 52, p. 161—173.

## О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИРОДЫ ВЗРЫВА ТУНГУССКОГО КОСМИЧЕСКОГО ТЕЛА ПО СЛЕДАМ НЕЙТРОННОЙ АКТИВАЦИИ ГРУНТА В ЭПИЦЕНТРЕ ВЗРЫВА

Последние уточненные данные позволяют оценить мощность взрыва Тунгусского космического тела в 50 Мт [5]. Естественно предположить, что взрыв такой мощности возник вследствие ядерной реакции (синтеза или аннигиляции). В данной работе приводятся расчеты ожидаемого к настоящему времени уровня нейтронной активации грунта в эпицентре взрыва, который должен иметь место в случае ядерного взрыва.

Допустим, что взрыв Тунгусского космического тела имел термоядерный характер. Для определенности будем считать, что энергия взрыва выделилась по реакции  $D^2 + T^3 = He^4 + n$ . Предположение этой реакции не меняет существенно количества выделившихся нейтронов, а нас интересуют только факторы, связанные с активностью, падающей нейтронами взрыва.

Приведем грубую верхнюю оценку наведенной нейтронами активности грунта в эпицентре взрыва при воздушном взрыве на высоте 6 км над уровнем местности. При мощности взрыва 50 Мт выделяется  $7,5 \cdot 10^{28}$  быстрых нейтронов с начальной энергией 14 МэВ. Будем считать, что 90% от их количества потеряли свою начальную энергию в материале космического тела и покинули его остатки, имея энергию порядка тепловой энергии высоконагретого газа в эпицентре ( $\sim 100$  эВ). Это предположение вполне естественно, если считать, что взрыв произошел внутри твердого тела. Оставшимся 10% нейтронов припишем энергию 8—10 МэВ. Нейтроны первой группы практически все поглощаются в слое воздуха  $\sim 500$  м. Вследствие этого уровня Земли достигнут только очень быстрые нейтроны второй группы.

Зависимость плотности нейтронного потока от расстояния до центра воздушного взрыва приводится в книге П. А. Ямпольского [7]. Там, однако, расчеты приведены до расстояний порядка 1,5 км. Если проэкстраполировать полученную зависимость до 6 км, введя некоторый эффективный коэффициент ослабления нейтронов в воздухе  $\Lambda$ , то получим следующее выражение для определения плотности нейтронного потока

на поверхности земли в эпицентре:

$$n \simeq \frac{0,1 N_0 \cdot e^{-\Delta H}}{4\pi H},$$

где  $N_0$  — общее количество выделившихся нейтронов. Подставив численные значения, имеем  $n \simeq 2,5 \cdot 10^{11}$  нейтрон/см<sup>2</sup>. Это количество нейтронов поглощается грунтом толщиной 20 см, что соответствует величинам диффузионных констант тепловых нейтронов в грунте. Таким образом, плотность нейтронов, поглотившихся в облученном грунте,  $\Phi_0 = 1,25 \cdot 10^{11}$  нейтрон/см<sup>3</sup>.

В данной работе рассматривались реакции, идущие на тепловых нейтронах типа  $(n, \gamma)$ . Были рассмотрены все изотопы, образующиеся по реакции  $(n, \gamma)$  в горной породе, и выбраны изотопы, которые могут дать наибольшую активность в настоящее время (спустя 60 лет после взрыва). К таким изотомам относятся  $\text{Co}^{60}$ ,  $\text{Ni}^{63}$ ,  $\text{Eu}^{152}$ ,  $\text{Eu}^{154}$ , образующиеся из стабильных изотопов  $\text{Co}^{59}$ ,  $\text{Ni}^{62}$ ,  $\text{Eu}^{151}$  и  $\text{Eu}^{153}$ . Изотоп  $\text{U}^{233}$  образуется из  $\text{Th}^{232}$  по цепочке:  $\text{Th}^{232} (n, \gamma) \text{Th}^{233} \rightarrow \text{Ra}^{233} \rightarrow \text{U}^{233}$ . Кроме того, были рассмотрены реакции  $\text{N}^{14}(n, p) \text{C}^{14}$  и  $\text{Li}^6(n, \alpha)\text{H}^3$ . Реакции типов  $(n, 2n)$ ,  $(n, p)$  и  $(n, \alpha)$  для других изотопов при оценке наведенной активности в учет не принимались из-за высокого порога ( $\approx 10$  МэВ) и низких сечений этих реакций.

Исходя их полученной плотности поглотившихся в грунте нейтронов  $\Phi_0$  был проведен расчет наведенной активности для перечисленных выше изотопов в 1 г грунта к 1970 г. Расчет проводился по формуле

$$A_i = \Phi_0 \cdot F_i \lambda_i e^{-\lambda_i t} \quad (\text{распад/мин г}),$$

где  $\lambda_i$  — постоянная распада  $i$ -го изотопа (мин<sup>-1</sup>);  $e^{-\lambda_i t}$  — учет распада  $i$ -го изотопа во время  $t$  (60 лет);  $F_i$  — доля нейтронного потока, приходящаяся на стабильный изотоп. В результате этого в облученной среде образуется радиоактивный изотоп

$$F_i = \frac{\mu_{act i}}{\mu_{abs \text{ среды}}},$$

где  $\mu_{act i}$  — поперечное сечение активации для рассматриваемой реакции;  $\mu_{abs \text{ среды}}$  — полное сечение поглощения для суммы всех элементов, рассчитанное на 1 г породы.

Пусть число атомов  $i$ -го изотопа на 1 г породы.

$$m_i = C_z p_{zi} \frac{N_0}{M_z},$$

где  $C_z$  — содержание  $i$ -го элемента в рассматриваемой среде, %;  $p_{zi}$  — содержание  $i$ -го изотопа в естественном элементе, %;  $N_0$  — число Авогадро;  $M_z$  — массовое число материнского изотопа.

Тогда

$$\mu_{act i} = m_i \sigma_{act i} \quad (\text{см}^2/\text{г});$$
$$\mu_{abs \text{ среды}} = \sum C_z \frac{N_0}{M_z} \sigma_{abs} \quad (\text{см}^2/\text{г}).$$

Сечения реакции  $\sigma_{act i}$  и  $\sigma_{abs}$  были взяты нами из справочников [1, 8].

Расчеты  $Fi$  были сделаны для горной породы со средним содержанием элементов по Виноградову [2]. Полное сечение поглощения для такой породы  $\mu_{abs} = 6,8 \cdot 10^3 \text{ см}^2/\text{г}$  (см. таблицу).

Наряду с оценкой возможного содержания радиоактивных наведенных изотопов в горной породе на поверхности земли в эпицентре взрыва были проведены оценки наведенной активности  $C^{14}$  в деревьях, погибших в результате тунгусского взрыва (стоячий мертвый лес в эпицентре). В этом случае можно ожидать образование  $C^{14}$  во всей толще древесины по реакции  $N^{14}(n, p)C^{14}$ . Для древесины слой поглощения быстрых нейтронов  $l_s = 100 \text{ см}$  и соответственно плотность поглощенных нейтронов  $\Phi_0 = 0,25 \cdot 10^{10}$  нейтрон/см<sup>3</sup>. Взяв химический состав древесины согласно [6], получили  $\mu_{abs}$  древесины =  $1,2 \cdot 10^{-2} \text{ см}^2/\text{г}$ .

Для определения концентрации радиоактивных изотопов, возникших при облучении кратковременным потоком нейтронов ядерного взрыва, необходимо оценить активацию отдельных изотопов, обусловленную космическим фоном нейтронов у земли.

Согласно [3], общий постоянно существующий поток нейтронов у поверхности Земли равен  $4,6 \text{ нейтрон}/\text{см}^3 \cdot \text{с}$ , из которых только  $0,2\%$  составляют тепловые нейтроны. Отсюда плотность потока космических нейтронов в  $1 \text{ см}^3$  верхнего слоя породы  $\Phi(t) = 9,6 \cdot 10^{-3} \text{ нейтрон}/\text{см}^3 \cdot \text{с}$ . При динамическом равновесии между возникающими под действием потока нейтронов радиоактивными изотопами и их распадом  $Ai = \Phi(t)$ . Сравнение  $Ai$  ядерного взрыва и  $Ai$  космического фона позволяет отклонить  $C^{14}$  и  $U^{233}$  как индикаторы ядерного взрыва 1908 г. в горных породах из эпицентра: для  $C^{14}$  космический фон преобладает, а для  $U^{233}$  — соизмерим с ожидаемым эффектом от ядерного взрыва. Перспективными для экспериментальных поисков в образцах горных пород из эпицентра являются  $H^3$  (третий) и  $Eu^{152} + Eu^{154}$ .

Наряду с наведенной активностью как в пробах грунта, так и в древесине присутствуют естественно-радиоактивные изотопы семейств Ra и Th, а также  $K^{40}$ .

Активность естественно-радиоактивных изотопов оценивается по формуле:

$$Ai = C_z p_{zi} \frac{N}{M_z} \lambda_i.$$

Среда	Реакция	$C_z$ , %	$p_{zi}$ , %	$T_{1/2}$ , лет	
Древесина $\mu_{abs} = 1,2 \cdot 10^{-2}$ , см <sup>2</sup> /г	$N^{14}(n, p)C^{14}$	0,6	100	5600	
Горная порода $\mu_{abs} = 6,8 \cdot 10^{-3}$ , см <sup>2</sup> /г	$Li^6(n, \alpha)H^3$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	7	12,2	
	$N^{14}(n, p)C^{14}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	100	5600	
	$Co^{59}(n, \gamma)Co^{60}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	100	5,25	
	$Ni^{62}(n, \gamma)Ni^{63}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	68	125	
	$Eu^{151}(n, \gamma)Eu^{154}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	50	13	
	$Eu^{153}(n, \gamma)Eu^{154}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	50	16	
	$Th^{232}(n, \gamma)U^{233}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	100	$1,6 \cdot 10^5$	
	$K^{40}_{ест}$				
	$Ra_{ест}$				
	$Th_{ест}$				

Уровень естественной активности, измеренный в породах, взятых из района взрыва Тунгусского космического тела, составляет для  $K^{40}$  — 25 распад/мин·г, для Ra — 6, Th — 2 — 3 [4].

Ожидаемые к 1970 г. уровни активности изотопов, наведенных ядерным взрывом 1908 г., очень низки. При высоком естественном радиоактивном фоне изотопы  $H^3$  и  $Eu^{152}$  нельзя определить в образцах породы непосредственными радиометрическими измерениями или методами  $\gamma$ -спектрометрии. Необходимо предварительное химическое выделение искомым изотопов из образцов горных пород. Общий вес пробы должен составлять несколько килограммов.

В случае воздушного ядерного взрыва Тунгусского космического тела поток нейтронов, достигший земной поверхности, был резко ослаблен многокилометровым слоем воздуха. За 60 лет, прошедших после взрыва, факт появления у поверхности Земли в эпицентре взрыва повышенного нейтронного потока от ядерного взрыва может быть обнаружен по присутствию в образцах горных пород радиоактивного трития ( $H^3$ ) и европия ( $Eu^{152} + Eu^{154}$ ). Однако прогнозируемые активности не превышают 2 распад/мин·г горной породы для  $H^3$  и  $5 \cdot 10^{-2}$  — для Eu. Определение таких малых активностей требует использования особо чувствительной методики.

ИЗОТОПОВ В ЭПИЦЕНТРЕ

$\sigma_{act}$ , барн	$F_i$	А. распад/мин. · г среды		
		взрыв 1908 г. (на 1970 г.)	космический фон	естеств. распад
1,8	$3,9 \cdot 10^{-6}$	$0,6 \cdot 10^{-5}$	$7,8 \cdot 10^{-9}$	
945	$3,1 \cdot 10^{-3}$	2,1	$3 \cdot 10^{-5}$	
1,8	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-9}$	$2,1 \cdot 10^{-6}$	
20	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-6}$	
15	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-6}$	
5500	$2 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	
390	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	
7,3	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-7}$	20—30 5—7 2—3

ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев А. И. и др. Ядерно-физические константы для нейтронного активационного анализа. М., Атомиздат, 1969, 326 с.
2. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
3. Горшков Г. В., Зябкин В. А. и др. Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры. М., Атомиздат, 1966, 410 с.
4. Кириченко Л. В., Гречушкина М. П. О радиоактивности почвы и растений в районе падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Вып. 1. Томск, 1963, с. 139—152.
5. Пасечник И. П. Предварительная оценка параметров взрыва Тунгусского метеорита 1908 года по сейсмическим и барографическим данным.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 31—35.
6. Справочник химика. Т. 3. М.— Л., «Химия», 1964, 1005 с.
7. Ямпольский П. А. Нейтроны атомного взрыва. М., Атомиздат, 1961, 132. с.
8. BNL — 325. Neutron cross sections, 1966.

## ЭКОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЛИНЕЙНОГО ПРИРОСТА СОСНЫ ОБЫКНОВЕННОЙ В РАЙОНЕ ТУНГУССКОЙ КАТАСТРОФЫ 1908 Г.

На основе накопившейся экспериментальной информации [1, 2, 5—8] стало очевидным, что для большинства количественных признаков растений свойственно приращение фенотипической дисперсии ( $\Delta\sigma_{ph}^2$ ) в популяции при увеличении средней величины признака ( $\Delta\bar{x}$ );  $\Delta\sigma_{ph}^2$  может иметь следующие структуру:  $\Delta\sigma_{ph}^2 = \Delta\sigma_g^2 + \Delta\sigma_e^2$ , т.е. приращение фенотипической дисперсии состоит из приращений фенотипической и паратипической дисперсий.

Если построить модельную популяцию из  $r$  клонов по  $n$  особей в каждом, то исследуя ее в онтогенезе или в экологическом градиенте, можно оценивать  $\Delta\sigma_e^2$  по приращениям дисперсии внутри клонов:

$$\Delta\sigma_e^2 = Q_{в.к_1/n=r} - Q_{в.к_2/n=r},$$

а  $\Delta\sigma_g^2$  — по приращениям дисперсии между ними:

$$\Delta\sigma_g^2 = Q_{м.к_1/r=1} - Q_{м.к_2/r=1},$$

где  $Q_{в.к}$  — сумма квадратов отклонений внутри клонов,  $Q_{м.к}$  — сумма квадратов отклонений между ними.

При улучшении условий роста модельной популяции, т.е. при увеличении общей средней, возрастает  $\sigma_g^2$  за счет увеличения различий между средними генетически разных клонов, но внутри них возрастает и  $\sigma_e^2$  по той простой причине, что если особь *A* данного клона снабжается влагой в меньшей степени, чем особь *B* того же клона, то *B* будет расти быстрее. Различие в размерах *A* и *B* возрастает во времени (временное накопление паратипической дисперсии), а также на фоне увеличения уровня другого экофактора, ускоряющего рост *A* и *B* (экологическое накопление паратипической дисперсии). Ясно, что постоянная нехватка кокого-либо экологического фактора у некоторых особей клона действует аналогично постоянным индивидуальным генетическим дефектам, в результате чего паратипическая дисперсия возрастает в экологическом ряду, подобно генотипиче-

ской. Регистрация  $\Delta\sigma_{ph}^2$  в дикой популяции не представляет никаких затруднений. Регистрация  $\Delta\sigma_g^2$  и  $\Delta\sigma_e^2$  отдельно возможна лишь в модельных популяциях, где каждый ряд состоит из клонов (в них можно оценивать  $\Delta\sigma_e^2$ ), а приращение дисперсии между рядами (клонами), очевидно, дает  $\Delta\sigma_{ij}^2$ .

Параметр  $\frac{\Delta\sigma_e^2}{\Delta x^2} = K_e$  назовем относительным приращением паратипической дисперсии ( $K_{e(кл)}$  — приращение в клоне,  $K_{e(поп)}$  — приращение в популяции).  $K_{e(кл)}$  может быть получена следующим образом (для однолетних осевых приростов): имеем  $\bar{x}_1$  и  $\sigma_{e_1}^2$  внутри клона в прошлом году,  $\bar{x}_2$  и  $\sigma_{e_2}^2$  внутри клона в данном году, тогда  $K_{e(кл)} = \frac{\sigma_{e_2}^2 - \sigma_{e_1}^2}{\bar{x}_2^2 - \bar{x}_1^2}$ . Затем все значения  $K_{e(кл)_i}$ , полученные

для отдельных клонов, усредняются для получения средней характеристики  $\bar{K}_{e(кл)}$  популяции. Так как в данной ситуации неизвестны экологические факторы, сдвигающие  $\bar{x}_2$  по сравнению с  $\bar{x}_1$ , то  $K_{e(кл)}$  характеризует лишь приращение паратипической дисперсии на единицу приращения средней вне конкретного механизма влияния экофакторов другого года.  $K_{e(кл)_i}$  определяется, очевидно, для каждого клона уровнем онтогенетического гомеостаза, обеспечивающего ту или иную стабильность прироста на фоне меняющейся среды.

В дикой популяции деревьев можно рассматривать метамерные линейные приросты каждого дерева как совокупность особей одного клона. Можно взять группу меньших приростов и рассчитать по ним  $\sigma_{m(м)}^2$  и  $\bar{x}_m^2$ . И можно взять группу больших приростов и рассчитать по ним  $\sigma_{m(б)}^2$  и  $\bar{x}_{(б)}^2$ . Затем можно усреднить  $\bar{x}_{(м)}$ ,  $\bar{x}_{(б)}$ ,  $\sigma_{m(м)}^2$  и  $\sigma_{m(б)}^2$  по всем деревьям популяции и получить

$$\bar{K}_{e(мет)} = \frac{\sigma_{m(б)}^2 - \sigma_{m(м)}^2}{\bar{x}_{(б)}^2 - \bar{x}_{(м)}^2}.$$

Очевидно,  $\bar{K}_{e(мет)}$  будет приближаться к  $\bar{K}_{e(кл)}$  при соблюдении следующих условий:

1) генотипы метамерных приростов внутри дерева не меняются год от года, т.е. переопределения генетических формул линейного осевого прироста не происходит;

2) варьирование экологических факторов в среднем одинаково по группе лет меньших и по группе лет больших приростов.

В конкретной популяции можно оценить  $\bar{K}_{e(мет)}$  следующим образом. Пусть мы имеем на каждой особи 4 годичных осевых прироста (удобнее брать их где-либо в средней части ствола

взрослого дерева, чтобы быть уверенным в способности индивида к оптимальному приросту).

Рассчитаем  $\bar{x}_{(м)}$  для двух меньших осевых приростов, метамерную дисперсию  $\sigma_{m(м)}^2$  меньших приростов и  $\bar{x}_{(б)}$  и  $\bar{x}_{(б)}$ ,  $\sigma_{m(б)}^2$  двух больших приростов. Усредним  $\bar{x}_m$ ,  $\bar{x}_{(б)}$ ,  $\sigma_{m(м)}^2$ ,  $\sigma_{m(б)}^2$  для всей популяции.

Тогда

$$\bar{K}_{e(мет)} = \frac{\bar{\sigma}_{m(б)}^2 - \bar{\sigma}_{m(м)}^2}{\bar{x}_{(б)}^2 - \bar{x}_{(м)}^2}.$$

В настоящее время нет экспериментальных доказательств того, что две величины  $K_e$  равны или близки, т.е. мы не можем утверждать, что данное равенство выполняется, что

$$\frac{\bar{\sigma}_{m(б)}^2 - \bar{\sigma}_{m(м)}^2}{\bar{x}_{(б)}^2 - \bar{x}_{(м)}^2} = \frac{\bar{\sigma}_{e_2}^2 - \bar{\sigma}_{e_1}^2}{\bar{x}_2^2 - \bar{x}_1^2}.$$

Этот вопрос методически очень важен и требует экспериментальной проверки. Однако если даже  $\bar{K}_{e(кл)}^1 \neq \bar{K}_{e(кл)}$ , то для сравнительного изучения двух популяций, при установлении различий по величине приращения генотипической дисперсии, это не имеет особого принципиального значения. Действительно, если  $P_i$ —ошибка, внесенная за счет  $\bar{K}_{e(кл)}^1 \neq \bar{K}_{e(кл)}$ , то для одной популяции

$$\Delta\sigma_{ph_1}^2 = \Delta\sigma_{g_1}^2 + \Delta\sigma_e^2 + p_i,$$

где

$$p_i = (\bar{K}_{e(кл)}^1 \cdot \Delta\bar{x}^2 - \bar{K}_{e(кл)} \cdot \Delta\bar{x}^2)$$

— ошибка в оценке приращения паратипической дисперсии. Тогда при сравнении популяций

$$(\Delta\sigma_{g_1}^2 + \Delta\sigma_e^2 + p_i) - (\Delta\sigma_{g_2}^2 + \Delta\sigma_e^2 + p_i) = \Delta\sigma_{g_1}^2 - \Delta\sigma_{g_2}^2,$$

т. е. ошибка элиминируется.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОД

Для сопоставления генотипической изменчивости двух популяций по метамерному признаку, в формировании которого не участвуют интеркалярные меристемы (например, линейный осевой прирост моноподиальных хвойных деревьев), нами предложен следующий алгоритм:

1. Все линейные приросты (минимум четыре) на каждом дереве разделить на «большие» и «меньшие» группы с одинаковыми годами приростов.

2. Рассчитать средние величины больших и меньших приростов внутри каждого дерева:  $\bar{x}_б$ ;  $\bar{x}_м$ , затем  $\bar{x}_б^2 - \bar{x}_м^2 = \Delta \bar{x}_{mi}^2$  — приращение метамерной средней.

3. Рассчитать внутри каждого дерева  $\sigma_б^2 - \sigma_м^2 = \Delta \sigma_{e(m)i}^2$  — приращение метамерной дисперсии паратипической.

4. Усреднить  $\Delta \sigma_{e(m)i}^2$  и  $\Delta \bar{x}_{mi}^2$  для всей популяции, получить  $\Delta \bar{x}_{пм}^2$  — приращение метамерной средней для популяции и  $\Delta \sigma_{em}^2$  — среднюю паратипическую дисперсию.

5. Рассчитать относительное приращение метамерной паратипической дисперсии на единицу приращения  $\bar{x}_{пм}^2$ :

$$\frac{\Delta \sigma_{em}^2}{\Delta \bar{x}_{пм}^2} = \bar{K}_{e(кл)}^1.$$

6. Рассчитать средние величины больших и меньших приростов всей популяции —  $\bar{x}_{бп}$  и  $\bar{x}_{мп}$ .

7. Рассчитать дисперсии в популяции для больших и меньших приростов по средним  $\bar{x}_б$  и  $\bar{x}_м$  каждого дерева,  $\sigma_{хб}^2$  и  $\sigma_{хм}^2$ .

8. Рассчитать  $\sigma_{хб}^2 - \sigma_{хм}^2 = \Delta \sigma_{ph}^2$  — приращение фенотипической дисперсии.

9. Рассчитать  $\bar{x}_{бп}^2 - \bar{x}_{мп}^2 = \Delta \bar{x}_i^2$  — приращение средней для всей популяции.

10. Рассчитать  $\Delta \bar{x}_i^2 \cdot \bar{K}_{e(кл)}^1 = \Delta \sigma_{e\eta}^2$  — приращение паратипической дисперсии для всей популяции.

11. Рассчитать  $\Delta \sigma_{ph}^2 - \Delta \sigma_{e\eta}^2 = \Delta \sigma_g^2$  — приращение генотипической дисперсии.

12. Рассчитать  $\frac{\Delta \sigma_g^2}{\Delta \bar{x}_i^2} = c_g^2$  — генотипический коэффициент вариации.

$$13. \text{ Рассчитать } \frac{\sigma_{хб}^2}{\bar{x}_{бп}^2} = c_{phб}^2; \frac{\sigma_{хм}^2}{\bar{x}_{мп}^2} = c_{phм}^2.$$

$$14. \text{ Рассчитать } \sigma_{e(б)}^2 = c_{phб}^2 \cdot \bar{x}_{бп}^2 - c_g^2 \cdot \bar{x}_{бп}^2;$$

$$\sigma_{e(м)}^2 = c_{phм}^2 \cdot \bar{x}_{мп}^2 - c_g^2 \cdot \bar{x}_{мп}^2.$$

$$15. \text{ Рассчитать } \sigma_{хб}^2 - \sigma_{e(б)}^2 = \sigma_{g(б)}^2;$$

$$\sigma_{хм}^2 - \sigma_{e(м)}^2 = \sigma_{g(м)}^2.$$

Точно такой же алгоритм применить к сравнительной популяции и затем сопоставить  $c_g^2$  и  $\sigma_g^2$  обеих популяций обычным путем по критерию.

Несмотря на кажущуюся громоздкость (15 шагов), схема расчетов очень проста и позволяет легко перевести алгоритм в программу для ЭВМ.

Четырнадцатый шаг алгоритма предполагает, что прирост является статистически элементарным количественным признаком, т.е. имеет стабильный коэффициент генотипической вариации, так что с ростом средней соответственно возрастает и генотипическая дисперсия. Другими словами, в логарифмической шкале прирост имеет стабильную генетическую дисперсию. Это предположение обосновано достаточным числом работ [1—4, 8].

Очевидно, предложенный алгоритм имеет следующие ограничения.

1. Необходимо, чтобы эффект взаимодействия генотип — среда был незначимым. Это возможно в тех случаях, когда сдвиг средней величины не очень велик [2], что обычно наблюдается у ежегодных приростов деревьев.

2. Необходимо, чтобы была корреляция между средней величиной признака и генотипической дисперсией, существующая у растений (особенно древесных) в отчетливо выраженной форме [2].

Для практического применения предлагаемого алгоритма при сопоставлении генотипической изменчивости двух популяций по метамерному признаку были использованы линейные осевые приросты сосны (*Pinus silvestris*) в районе Тунгусской катастрофы.

Весь исследуемый район был разбит на 70 пробных площадей (2 × 2 км) и на каждой из них измерялись линейные приросты 50 деревьев. Деревья выбирались методом случайного отбора. У каждого были замерены от верхушки линейные приросты за четыре года. Это можно было сделать благодаря отсутствию интеркалярного роста между мутовками (табл. 1).

Материал собирался в 1968 г., а линейные приросты были получены за 1964—1967 гг.

Линейные приросты первых двух лет на каждом дереве брались как «большие», приросты последующих двух лет — как «меньшие».

Вся последовательность расчетов была запрограммирована, расчеты проводились на ЭВМ «Мир-1» включительно по 12-й шаг алгоритма, на выходе были получены величины  $\Delta\sigma_g^2$  и  $c_g^2$  для каждой пробной площади отдельно. Таким образом, дикая популяция деревьев на каждой из пробных площадей при сопоставлении генотипической изменчивости ее с популяцией деревьев на другой пробной площади характеризовалась двумя парамет-

Таблица 1

Генотипическая характеристика линейных осевых приростов сосны обыкновенной (*Pinus silvestris*) в районе Гунгусской катастрофы

Площади, лежащие вдоль траектории			Площади, лежащие вдали от траектории		
№ площади	$\Delta\sigma_g^2$	$c_g^2$	№ площади	$\Delta\sigma_g^2$	$c_g^2$
59	13883	0,99	13	2972	0,75
39	10993	0,42	15	787	1,20
68	5691	0,55	17	2071	0,92
56	5364	0,53	23	3568	0,78
48	5219	0,41	24	2424	0,65
61	5075	0,68	25	3361	0,70
21	4655	0,28	26	1327	1,01
69	4297	0,36	27	2718	0,64
29	4264	0,33	36	1719	1,01
32	4060	0,47	53	3649	0,85
71	3862	0,20	11	3001	1,26
40	3513	0,19	47	1627	0,87
			58	1069	0,97
			3	683	0,73

Таблица 2

Приращения  $c_g^2$  на площадях с одинаковыми значениями  $\Delta x^2$

На траектории			Вдали от траектории		
№ площади	$\Delta x^2$	$\Delta\sigma_g^2$	№ площади	$\Delta x^2$	$\Delta c_g^2$
59	117436	13883	23	398047	3568
61	299372	5075	24	226791	2424
29	425962	4264	27	110538	3361
			27	104320	2718
			11	122117	3001
			58	126446	1069

Примечание. Средняя  $\sigma_g^2$  (на траектории) = 11611; средняя  $c_g^2$  (на периферии) = 2690;  $F_{\text{крит}} = 4,32$ ;  $F_{\text{крит. табл.}}$  при уровне значимости 0,01 = 1,00;  $F_{\text{крит. табл.}}$  при уровне значимости 0,05 = 1,00.

рами:  $\Delta\sigma_g^2$  — приращением генотипической дисперсии и  $c_g^2$  — генотипическим коэффициентом вариации  $\left(c^2 \frac{\Delta\sigma_g^2}{\Delta x^2}\right)$ .

Сравнение данных проводилось между популяциями деревьев, лежащих непосредственно вдоль проекции траектории полета метеорита, и между популяциями, находящимися в периферической части исследуемого района, для установления различий по величине приращения генотипической вариации между двумя группами популяций, подвергшихся воздействию мутагенного фактора и не испытывающих на себе действия мутагена (данные сведены в табл. 1, 2).

Сопоставление результатов  $\Delta\sigma_g^2$ , проведенное по 12 пробным площадям, оказалось достаточно наглядным, так как значения  $F$ -критерия при уровне значимости 0,01 достоверно превышали табличные, что позволило ограничиться этим количеством сопоставляемых данных.

Для наглядности прилагаются схемы расположения пробных площадей с закартированными данными  $\Delta\sigma_g^2$  и  $c_g^2$ .

Шаги 13—15 алгоритма не включались в схему расчетов из-за соображений необходимости дополнительного анализа, поэтому анализ генотипической изменчивости двух популяций проводился не по истинной  $\sigma_g^2$ , а по ее приращению —  $\Delta\sigma_g^2$ .

## АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

В данной работе решались вопросы определения  $K_e$  — относительного приращения паратипической дисперсии в дикой популяции деревьев на примере линейных осевых приростов сосны и использования этого параметра для сопоставления генотипической изменчивости двух популяций по метамерному признаку, в формировании которого не участвуют интеркалярные меристемы, а также оценка эффекта действия Тунгусской катастрофы на популяции (*Pinus silvestris*) по величине приращения генотипической варiances.

На рис. 1 приведены приращения генотипической дисперсии по пробным площадям. Для фоновых районов  $\Delta\sigma_g^2$  равно: А—2040; Б—1450; 100—3386; I—647; II—3001; III—39 (А, Б, 100, I, II, III — условные номера пробных площадей).

На рис. 2 приведены данные  $c_g^2$  — генотипического коэффициента вариации по пробным площадям. Для фоновых районов  $c_g^2$  равен: А—0,26; Б—0,25; 100—0,53; I—0,60; II—1,26; III—0,05.

Полученные значения  $\Delta\sigma_g^2$  отдельно по каждой пробной площади дают возможность наглядно представить общую картину генотипической изменчивости метамерного признака по всему исследуемому району. Становится очевидным, что популяции

1 806	2 281	3 683	4	5 306	6	7	8	9
10 1945	11 361	12 351	13 2972	14 1238	15 787	16	17 2071	18
19 1125	20 686	21 • 4655	22 2799	23 3568	24 2424	25 3361	26 1327	27 2716
28 380	29 • 4264	30 3223	31 3490	32 • 4060	33 2650	34 3363	35 • 4634	36 1719
37 724	38 2530	39 ● 10993	40 • 3513	41 916	42 3219	43 2219	44 ◎ 7682	45 1206
46 281	47 1627	48 ◎ 5219	49 1268	50 360	51 653	52 2067	53 3649	54 646
55 260	56 ◎ 5364	57 283	58 1069	59 ● 13883	60 1718	61 ◎ 5075	62 2857	63 868
64	65 1688	66 284	67 465	68 ◎ 5691	69 • 4297	70 1310	71 • 3862	72 2739

• 1

◎ 2

● 3

Рис. 1. Приращение генотипической дисперсии  $\Delta\sigma_g^2$  по пробным площадям.

1 —  $\Delta\sigma_g^2 > 4000$ ; 2 —  $\Delta\sigma_g^2 > 5000$ ; 3 —  $\Delta\sigma_g^2 > 10\,000$ .

1 0,49	2 0,25	3 ■ 0,73	4	5 0,47	6	7	8	9
10 ■ 0,89	11 0,34	12 0,27	13 ■ 0,75	14 0,55	15 ■ 1,20	16	17 ■ 0,92	18
19 0,43	20 0,50	21 0,28	22 0,18	23 ■ 0,78	24 ■ 0,65	25 ■ 0,70	26 ■ 1,01	27 ■ 0,64
28 0,22	29 0,33	30 0,40	31 0,26	32 0,47	33 0,18	34 ■ 0,60	35 ■ 0,60	36 ■ 1,01
37 0,55	38 0,60	39 0,42	40 0,19	41 0,06	42 0,25	43 0,49	44 ■ 1,15	45 0,57
46 0,13	47 ■ 0,87	48 0,41	49 0,05	50 0,58	51 0,09	52 0,09	53 ■ 0,85	54 0,10
55 0,45	56 0,53	57 0,14	58 ■ 0,97	59 ■ 0,99	60 0,51	61 0,68	62 0,17	63 0,11
64 0,29	65 0,29	66 0,26	67 0,11	68 0,55	69 0,36	70 0,51	71 0,20	72 0,29

■ 1

■ 2

■ 3

Рис. 2. Данные генотипического коэффициента вариации  $c_g^2$  по пробным площадям.

1 —  $c_g^2 > 0,60$ ; 2 —  $c_g^2 > 0,80$ ; 3 —  $c_g^2 > 1,00$ .

деревьев, располагающиеся непосредственно вдоль проекции траектории полета метеорита (популяции на площадях № 21, 29, 39, 48, 56, 59, 61, 68, 69), имеют приращение генотипической дисперсии порядка 4000—10 000. Особенно сильный эффект генотипического приращения дисперсии наблюдается в популяциях деревьев на пробных площадях № 39 и 59.

При рассмотрении же популяций деревьев фоновых, отдаленных районов видно, что здесь генотипическое приращение намного ниже, колеблется от 39 на пробной площадке III и немногим превышает 3000 у популяции деревьев на площади 100.

Все это дает известное основание считать, что генотипы сравниваемых популяций в разной степени подвергались воздействию какого-то мутагенного фактора, что и привело, в конечном счете, к такому распределению дисперсий,

Так как величина  $\Delta\sigma_g^2$  в большой степени зависит от приращения средней величины признака (т. е. с увеличением приращения средней соответственно возрастает и  $\Delta\sigma_g^2$ ), то мы сочли целесообразным провести сравнение генотипической изменчивости линейных приростов сосны и по другому параметру —  $c_g^2 = \frac{\Delta\sigma_g^2}{\Delta x_g^2}$  — квадрату коэффициента генотипической вариации, который также был получен нами на выводе ЭВМ при расчетах.

Схема распределения  $c_g^2$  также представлена отдельно по каждой из сравниваемых популяций.

Обнаруживается, что абсолютные величины  $c_g^2$  распределены по исследуемому району весьма неравномерно. Так, большие величины их приурочиваются к удаленным относительно проекции траектории площадям, что наглядно можно проследить на предлагаемой схеме распределения квадрата генотипического коэффициента вариации.

Здесь абсолютные величины  $c_g^2$  достигают больших значений на периферических площадях, в то время как в популяциях деревьев на площадях, расположенных вдоль проекции траектории, значения  $c_g^2$  намного меньше.

Так как взрыв и пожары улучшили условия роста деревьев в зоне падения, то  $\bar{x}^2$  увеличилась и, при тех же значениях величина  $\sigma_g^2$  упала. Если сравнивать пробные площади по абсолютной величине  $\sigma_g^2$ , то  $\sigma_g^2$  будет зависеть от  $\bar{x}^2$ , так что улучшение условий может исказить  $\sigma_g^2$  (увеличить).

Но в нашей работе при сопоставлении результатов использовался параметр приращения генотипической дисперсии  $\Delta\sigma_g^2$ , который также зависит от  $\Delta\bar{x}^2$ . Это несколько улучшает критерий  $\Delta\sigma_g^2$  как меру генотипического разнообразия популяции, так как элиминирует накопившиеся ранее различия в средних. Однако если приросты последних лет отличаются по величине, то  $\sigma_g^2$  коррелируется с  $\Delta\bar{x}_g^2$ , и в этом случае критерий  $\Delta\sigma_g^2$  не вполне пригоден для использования в качестве меры генотипического разнообразия. Взятый нами  $c_g^2 = \frac{\Delta\sigma_g^2}{\Delta\bar{x}^2}$ , который, казало

бы, должен давать истинную меру генотипического разнообразия, также не идеален. Если в новых условиях среды включаются дополнительные базисные гены, дающие вклад в  $\Delta\bar{x}^2$ , но не в  $\Delta\sigma_g^2$ , то происходит резкое возрастание знаменателя, что очень снижает величину  $c_g^2$ , хотя мутации, увеличивающие  $\Delta\sigma_g^2$  существуют в популяции. Потому параметр  $c_g^2$  не пригоден в качестве меры генотипического разнообразия двух популяций, растущих в разных условиях среды.

Основой различия генотипического разнообразия двух групп популяций (имеющих разные  $\bar{x}^2$ ) является сопоставление  $\Delta\sigma_g^2$  для пробных площадей, выбранных из обеих совокупностей, имеющих одинаковые  $\bar{x}^2$ , что нами и было проделано (см. табл. 2). Выбирались пробные площади из района проекции траектории полета метеорита и периферического района с одинаковыми приращениями средних величин осевого прироста и проводилось сопоставление по средним приращениям генотипической дисперсии на этих отобранных площадях.

Провести такое сопоставление удалось только по 6 пробным площадям из 12, поскольку у остальных величины приращений средних значений признака не были равны.

Результаты, оцененные по *F*-критерию, показали достоверность различий приращения генотипических дисперсий в сравниваемых районах. Следовательно, выбранный нами критерий различий в генотипическом разнообразии двух популяций достоверно показывает наличие какого-то мутантного эффекта в популяциях деревьев, располагающихся вдоль проекции траектории, и отсутствие его в периферической части исследуемого района.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Н. В., Батицева А. Г. Влияние Тунгусской катастрофы на мутационный фон у сосны.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 7—9.
  2. Емельянов Ю. М., Некрасов В. И. Об аномальном росте древесной растительности в районе падения Тунгусского метеорита.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 5, с. 1266—1269.
  3. Плеханов Г. Ф., Плеханова Л. Г. О мутационных последствиях падения Тунгусского метеорита.— В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. Томск, 1971, с. 35—37.
  4. Плеханов Г. Ф., Плеханова Л. Г., Привалов Г. Ф. О мутационных последствиях Тунгусского взрыва 1908 г.— «Изв. СО АН СССР. Серия биол.-мед. наук», 1968, вып. 1, № 5, с. 44—48.
  5. Grizzle J. E., Allen D. M. Analysis of growth and dose response curves. Univ. N. C. Chapel Hill. Inst. Statist. Mimeogr., 1968, Ser. 576, 37 p.
  6. Huxly J. Problems of relative growth London, 1932.
  7. Pearson K., Davin A. On the biometric constant of the human skull.— «Biometrika», 1924, v. 16.
  8. Richards F. J. A flexible growth function for empirical use.— «J. Exp. Bot.», 1959, № 10, p. 290—300.
-

Г. Л. АРДАКОВ, Н. В. ВАСИЛЬЕВ, П. П. ВАУЛИН,  
М. И. ДУЛОВА, Ю. А. ЛЬВОВ, Т. А. МЕНЯВЦЕВА,  
Н. А. МИЛЯЕВА

## ЕЩЕ РАЗ О «СИБИРСКОЙ ТЬМЕ» 18 СЕНТЯБРЯ 1938 Г.

18 сентября 1938 г. над территорией севера Западной и Центральной Сибири прошло огромное облако темной пыли. По свидетельству многочисленных очевидцев («Природа», № 2, 1940), это явление было отмечено во многих пунктах Ямало-Ненецкого национального округа и северной части Красноярского края. Позднее Ю. М. Емельяновым (сб. «Проблема Тунгусского метеорита». Вып. 2. Томск, 1967) было установлено, что дрейф облака, наблюдавшегося также в Норильске и Дудинке, происходил в восточном направлении.

Вопрос о природе «сибирской тьмы» до настоящего времени открыт. Некоторые исследователи, например, И. С. Астапович (Метеорные явления в атмосфере Земли. М., 1958), прямо связывают это явление с вторжением в атмосферу Земли крупных масс космической пыли. С другой стороны, высказано мнение о том, что причиной «мглы» был лесной пожар, продукты которого были перенесены на большое расстояние ветром (В. Н. Болдырев. «Полуостров загадок». М., Географиздат, 1959).

Если действительно «мгла» была космического происхождения, то логично предположить, что вторжение облака космической пыли в атмосферу Земли могло сопровождаться интенсивными метеорными явлениями, в частности образованием метеорной пыли, частицы которой представляют собой сферулы микроскопического размера. Эта пыль могла осесть как в зоне дрейфа облака, так и в смежных районах.

В настоящее время существуют методы, позволяющие составить своеобразный «календарь» выпадений пыли за относительно большие — до 100 лет и более — интервалы времени и успешно примененные в районе падения Тунгусского метеорита (Н. В. Васильев, Ю. А. Львов, Г. М. Иванова. «Природа», 1973, № 7). Объектом исследования служил равномерно прирастающий торф верховых сфагновых болот, представляющий собой природный фильтр, на котором из года в год застревают аэрозольные частицы различного происхождения. Вполне логичной поэтому представлялась попытка определения содержания метеорной пыли и в зоне «сибирской тьмы».

Летом 1972 г. экспедицией Томского отделения Всесоюзного астрономо-геодезического общества и Куйбышевского туристического клуба под руководством Г. Л. Ардакова были взяты пробы (на трех площадях) сфагнового торфа в бассейне р. Виви, правого притока Нижней Тунгуски, берущего начало в отрогах Путоранских гор. Пробы отобраны на расстоянии 110—230 км от оз. Виви вниз по течению р. Виви.

Ни в одном из исследованных образцов не было обнаружено повышенного содержания метеорной пыли. Поэтому можно полагать, что 1938 г. сколько-нибудь значительные массы метеорной пыли в бассейне р. Виви не выпадали.

Южная граница «сибирской тьмы» точно не установлена. Судя по данным В. Н. Андреева и Ю. М. Емельянова, она проходила несколько севернее обследованного нами района; однако нельзя сомневаться в том, что метеорная пыль выпала не только в области максимума оптических аномалий, но и на гораздо большей территории, так как границы облака, скорее всего, имели диффузный характер.

Таким образом, полученные данные дают основания полагать, что «сибирская мгла» 1938 г. не сопровождалась массивным выпадением метеорной пыли в бассейне р. Виви. Для окончательного подтверждения этих данных желателен дополнительный отбор проб сфагнового торфа в зоне максимума явлений «сибирской тьмы».

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

Н. В. Васильев. Состояние проблемы Тунгусского метеорита на начало 1974 г. . . . .	3
Н. Л. Сапронов, В. М. Соболенко. Некоторые черты геологического строения Куликовского палеовулкана нижнетриасового возраста (район падения Тунгусского метеорита в 1908 г.) . .	13
В. П. Коробейников, П. И. Чушкин, Л. В. Шуршалов. Об ударных волнах при полете и взрыве метеоритов . . . . .	20
В. А. Бронштэн, А. П. Бояркина. Расчеты воздушных волн Тунгусского метеорита . . . . .	47
С. А. Разин, В. Г. Фаст. К вопросу о пространственной локализации источника ожоговых повреждений в районе падения Тунгусского метеорита . . . . .	64
Н. П. Курбатский. О возникновении лесного пожара в районе падения Тунгусского метеорита . . . . .	69
В. В. Фуряев. Лесные пожары в районе падения Тунгусского метеорита и их влияние на формирование лесов . . . . .	72
Л. В. Кириченко. О проверке гипотезы «ядерного взрыва» Тунгусского метеорита по радиоактивности почв на следе выпадения продуктов взрыва . . . . .	88
Е. М. Колесников, А. К. Лаврухина, А. В. Фисенко. Новый метод проверки гипотез аннигиляционного и термоядерного характера Тунгусского взрыва 1908 г. . . . .	102
Л. В. Кириченко. К вопросу образования локального следа выпадений от взрыва космического тела в 1908 г. . . . .	111
Л. В. Кириченко, И. Я. Николишин. О возможности определения природы взрыва Тунгусского космического тела по следам нейтронной активации грунта в эпицентре взрыва . . . .	127
В. А. Драгавцев, Л. А. Лаврова, Л. Г. Плеханова. Эколого-генетический анализ линейного прироста сосны обыкновенной в районе Тунгусской катастрофы 1908 г. . . . .	132
Г. Л. Ардаков, Н. В. Васильев, П. П. Ваулин, М. И. Дулова, Ю. А. Львов, Т. А. Менявцева, Н. А. Мпляева. Еще раз о «сибирской тьме» 18 сентября 1938 г. . . . .	142

УДК 523.261

Состояние проблемы Тунгусского метеорита на начало 1974 г.  
Васильев Н. В. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука»,  
1975, с. 3—12.

Сделан обзор основных работ по проблеме Тунгусского метеорита за последние 10 лет. Можно считать установленным, что на последнем участке своей траектории метеорит двигался почти строго с востока на запад. Пролет его закончился взрывоподобным разрушением на высоте около 5 км. Взрыв не был мгновенным: тело двигалось, разрушаясь, на протяжении минимум 15 км. Энергия, выделившаяся во время взрыва, оценивается в  $10^{23}$ — $10^{24}$  эрг. Взрыв сопровождался мощной вспышкой излучений в видимой инфракрасной, а также ультрафиолетовой и, возможно, еще более коротковолновой частях спектра. Следствием взрыва был лесной пожар, причиной которого, скорее всего, был лучистый импульс. Крупных осколков метеорита не обнаружено, поиски мелкодиспергированного метеоритного материала привели к заключению, что в радиусе 40 км вокруг эпицентра Тунгусского взрыва общее количество предполагаемого вещества метеорита, выпавшего в форме застывших микрокапель, не превышает нескольких сотен килограммов. Высказывается предположение, что большая часть метеоритного материала могла осесть на большом расстоянии от центра катастрофы в результате сноса стратосферным ветром.

Указывается на наличие в районе центра катастрофы некоторых эффектов, механизм которых мало понятен. К ним относятся нарушения магнитных свойств почв района катастрофы и изменение хода мутационного процесса у некоторых видов растений (сосна). Высказывается мнение, что ни одна из конкурирующих в настоящее время гипотез (прежде всего кометная гипотеза и версия «ядерного взрыва») не в состоянии в их современном виде объяснить основные черты Тунгусской катастрофы.

Библ. 50.

УДК 551.213:551.217:551.311.7.

Некоторые черты геологического строения Куликовского палеовулкана нижнетриасового возраста (район падения Тунгусского метеорита в 1908 г.). Сапронов Н. Л., Соболенко В. М. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 13—19.

Куликовский палеовулкан представляет собой глубоко эродированный аппарат центрального типа с доступной изучению корневой зоной на уровне верхнего интеркрустального яруса. Приведена характеристика основных элементов конструкции вулканического аппарата: фундамента суперкрустальной постройки, вывальных каналов разного порядка, субвулканических тел долеритов, синвулканических разрывных нарушений, реликтов наземного сооружения. Основной объем продуктов деятельности палеовулкана составляют пирокласты базальтового состава, которые в процессе седиментации прошли сложный путь экзогенного преобразования. Они разделены на фаши околожереловой, промежуточной и удаленной зон. Приведена общая характеристика метасоматических образований, разделяющихся на два типа: площадные (объемные) и жильные.

Илл. 1.

УДК 523.51:533.6

Об ударных волнах при полете и взрыве метеоритов. Коробейников В. П., Чушкин П. И., Шуршалов Л. В. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 20—46.

В статье исследуются влияние излучения на течение за баллистической ударной волной при движении затупленных тел с гиперзвуковой скоростью, модель взрыва летящего метеорита и другие аспекты проблемы полета, взрыва и удара метеоритов. Сделаны выводы о необходимости привлечения современных достижений в механике сплошной среды при разработке проблем метеоритики.

Илл. 21. Библ. 46.

УДК 533.601:523.51

Расчеты воздушных волн Тунгусского метеорита. Бронштейн В. А., Бояркина А. П. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 47—63.

На основе количественного моделирования воздушных волн Тунгусского метеорита найдены наиболее вероятные параметры полета и взрыва Тунгусского метеорита. Моделировались взрывная волна — расходящейся

сферической волной точечного взрыва и баллистическая волна — расходящейся цилиндрической взрывной волной с учетом неоднородности атмосферы. Сравнение расчетов с действительной картиной поля вывала деревьев показало, что взрыв произошел на высоте  $7,5 \pm 2,5$  км и имел энергию  $E_p = (5,5 \pm 2,5) \cdot 10^{23}$  эрг. Наиболее вероятные значения массы тела  $(1,5 \pm 0,5) \cdot 10^{11}$  г, скорости пролета  $26 \pm 4$  км/с, угол наклона траектории  $15^\circ$  и менее.

Илл. 9. Табл. 4. Библ. 19.

УДК 523.503

К вопросу о пространственной локализации источника ожоговых повреждений в районе падения Тунгусского метеорита: Р а з и н С. А., Ф а с т В. Г. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 64—68.

Рассматривается задача определения пространственного положения источника ожоговых повреждений ветвей лиственниц в районе падения Тунгусского метеорита. Произведенные расчеты противоречат гипотезе лучистого ожога малолотриженным источником лучистой энергии ввиду малой вычисленной высоты источника. Показано, что такое занижение высоты может быть результатом смещенности используемой оценки, причем смещенность существенно проявляется лишь при большом статистическом разбросе исходного материала. Сделана оценка, показывающая, что этот разброс достаточно велик. Ставится вопрос об объяснении столь большого разброса, так как он намного превышает погрешность измерений параметров ожоговых повреждений ветвей.

Табл. 2. Библ. 5.

УДК 523.261

О возникновении лесного пожара в районе падения Тунгусского метеорита. К у р б а т с к и й Н. П. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 69—71.

Описаны результаты опытов по зажиганию лесных горючих материалов лучистым тепловым потоком с помощью световой установки С. С. Хлевного. Приведены оценки плотности теплового потока, необходимого для воспламенения древесины, живой хвои и др. Наиболее вероятно одновременное воспламенение леса на большой площади.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 523.261

Лесные пожары района падения Тунгусского метеорита и их влияние на формирование лесов. Ф у р я е в В. В. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 72—87.

На основании работ, проведенных в составе Комплексной метеоритной экспедиции летом 1973 г., показано, что на протяжении последних 200 лет район падения Тунгусского метеорита неоднократно подвергался действию крупных лесных пожаров. Дана хронология пожаров, рассмотрен вопрос о возможном их влиянии на состояние «докатастрофного» лесного массива. Специально рассмотрен вопрос о механизме возникновения лесного пожара после взрыва Тунгусского метеорита. Исследование следов его на изолированных от окружающего лесного массива участках (скальная осыпь на горе Фаррингтон, острова в северо-восточной части Южного болота) показали, что наиболее вероятной причиной первичного возгорания леса был лучистый импульс.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 30.

УДК 523.261.

О проверке гипотезы «ядерного взрыва» Тунгусского метеорита по радиоактивности почв на следе выпадения продуктов взрыва. К и р и ч е н к о Л. В. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 88—101.

Проведена оценка возможности определения продуктов предполагаемых ядерных реакций на локальном следе выпадения Тунгусского взрыва 1908 г. и распределения продуктов выпадения в глубине почвы к 1964 г. Пробы почв были взяты из района эпицентра с места слияния рек Кимчу и Чуны, в районе пос. Кербо на р. Таймура и близ пос. Учамы на Нижней Тунгуске. Кроме проб открытого грунта, взята контрольная серия проб из-под покров охотничьих избушек, построенных до начала современных глобальных выпадений. При-

введены профили суммарной  $\beta$ -активности как для открытых, так и экранированных участков почв на оси предполагаемого выпадения продуктов взрыва 1908 г. На следе выпадений 1908 г. не наблюдается каких-либо осколочных продуктов, которые можно было бы датировать 1908 г. Аналогичные результаты получены и при изучении радиоактивности торфа, послыбно взятого в районе эпицентра Тунгусского взрыва.

Илл. 3. Табл. 4. Библ. 15.

УДК 523.261

Новый метод проверки гипотез аннигиляционного и термоядерного характера тунгусского взрыва 1908 г. Колесников Е. М., Лаврухина А. К., Фисенко А. В. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 102—110.

Предлагается метод экспериментальной проверки гипотез аннигиляционного и термоядерного характера Тунгусского взрыва 1908 г. с помощью измерения  $Ag^{39}$ , который должен был образоваться под действием нейтронного потока (в случае справедливости этих гипотез) из К и Са в породах под эпицентром взрыва. Исследованы образцы минеральной составляющей почв и верхние сколы траппов. Выделенный и очищенный  $Ag$  закаливался внутрь миниатюрных низкофоновых счетчиков объемом 1,2 см<sup>3</sup>. Фон различных экземпляров счетчиков в гейгеровском режиме равен 0,05—0,08 имп/мин. В изученных образцах  $Ag^{39}$  не обнаружен, хотя ожидаемая активность для образцов, взятых наиболее близко к эпицентру, на 2 порядк больше, чем уровень чувствительности используемой радиометрической установки (0,01 имп/мин). Эти результаты свидетельствуют против ядерной природы Тунгусского взрыва.

Табл. 1. Библ. 36.

УДК 523.261

К вопросу образования локального следа выпадений от взрыва Тунгусского метеорита. К и р и ч е н к о Л. В. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 111—126.

На основании сопоставления картины Тунгусского взрыва с ядерными надземными взрывами сравнимой мощности определена возможность выпадения мелкодиспергированного вещества Тунгусского метеорита после его взрыва с образованием шлейфа рассеяния. Даны количественные оценки счетной концентрации силикатных либо магнетитовых сферул на различных расстояниях от центра взрыва.

Табл. 3. Библ. 23.

УДК 523.261

О возможности определения природы взрыва Тунгусского космического тела по следам нейтронной активации грунта в эпицентре взрыва. К и р и ч е н к о Л. В., Николишин И. Я. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 127—131.

Обосновывается метод выявления следов нейтронной активации грунта в случае, если Тунгусский взрыв сопровождался ядерными реакциями. Сделан вывод о возможности обнаружения следов нейтронной активации спустя шестьдесят лет после тунгусского взрыва.

Табл. 1. Библ. 8.

УДК 523.261

Эколого-генетический анализ линейного прироста сосны обыкновенной в районе Тунгусской катастрофы 1908 г. Д р а г а в ц е в В. А., Л а в р о в а Л. А., П л е х а н о в а Л. Г. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 132—147.

Предложен алгоритм для сопоставления генотипической изменчивости двух популяций по метамерному признаку, в формировании которого не участвуют интеркалярные меристемы. В качестве метамерного признака использованы линейные осевые приросты сосны в районе Тунгусской катастрофы. Проведена оценка действия Тунгусской катастрофы на популяции по величине приращения генотипической вариации. Показано, что пробные площади, лежащие по проекции траектории полета тела, имеют существенно большую генотипическую изменчивость линейного прироста, чем пробы, лежащие в стороне от траектории.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 8.

Еще раз о «сибирской тьме» 18 сентября 1938 г. Ардаков Г. Л., Васильев Н. В., Ваулин П. П., Дулова М. И., Львов Ю. А., Меньяцева Т. А., Миляев Н. А. Проблемы метеоритики. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 142—143.

Приведены результаты поисков метеорной пыли в трех колонках сфагнового торфа, взятых в бассейне р. Виви, правого притока Нижней Тунгуски. Вблизи этого района проходила в 1938 г. южная граница области, охваченной «ямальской (сибирской) тьмой» 18 сентября 1938 г. Показано, что в слое, относящемся к 1938 г., увеличения концентрации частиц метеорной пыли не найдено. Сделан вывод о целесообразности применения указанного метода в районах, где «сибирская тьма» была наиболее выражена.