

УСПЕХИ ФИЗИЧЕСКИХ НАУКФИЗИКА НАШИХ ДНЕЙ

ТЕХНИКА НАБЛЮДЕНИЙ НА БОЛЬШИХ ВЫСОТАХ*)

Р. Стелли

Многие из тех, кто мало знаком с исследованием верхних слоев атмосферы, будут удивлены, узнав, что большая часть всех наших сведений о строении верхних слоев атмосферы получена вовсе не приборами, установленными на спутниках. До сих пор лишь два существенных обстоятельства, касающихся верхних слоев атмосферы, были выяснены с помощью спутников. Во-первых, было выяснено, что плотность атмосферы на высоте от 500 до 1000 км больше в 16—40 раз, чем это считалось до 1955 г. Во-вторых, было установлено, что мягкое излучение, обнаруженное ранее на высотах свыше 50 км с помощью счетчиков Гейгера, установленных на шарах и ракетах, и, как теперь выяснилось, сосредоточенное в двух зонах на расстояниях, примерно равных 3000 и 14 000 км от поверхности Земли, имеет интенсивность, по крайней мере в сто раз большую, чем считалось раньше¹. Настоящая статья имеет своей целью коротко рассказать о том, как можно исследовать химический состав, ионизацию, плотность, температуру и движение атмосферы на высотах свыше 10 км различными способами, лишь часть которых включает в себя подъем аппаратуры на шарах и ракетах, но большинство из них фактически основывается на наблюдениях явлений в атмосфере с земной поверхности.

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Классический способ, позволяющий дать разумные оценки температур и ветров верхних слоев воздуха, состоит в исследовании аномальностей распространения звука. Этот метод исходит из известных молекулярных весов и отношения теплоемкостей в атмосфере на всех уровнях, пересекаемых распространяющейся звуковой волной. Максимальная высота, на которой еще можно измерять температуру и ветер этим способом, осуществляемым с поверхности земли, обычно принимается равной 50—60 км. С помощью взрыва зарядов, сбрасываемых с ракеты, верхний предел может быть поднят до 80 км². Звуковые волны очень низких частот (0,1 гц) могут поворачиваться назад в ионосфере на высотах порядка 170 км³. Такого рода звуковые сигналы могут дать значения выражения

$$C_p RT / C_v m,$$

где C_p/C_v —отношение теплоемкостей, а R/m —газовая константа для среды. Если значения этих отношений неизвестны, температура $T(^{\circ}\text{K})$ определена быть не может. Согласно Хьюлберу⁴ состав атмосферы практически не

*) R. Staley, High-Altitude Observation Techniques, Science 130, 845 (1959). В оригинале подзаголовок: «Кроме спутников, существуют многие другие способы изучения физики верхних слоев атмосферы». Перевод В. А. Угарова

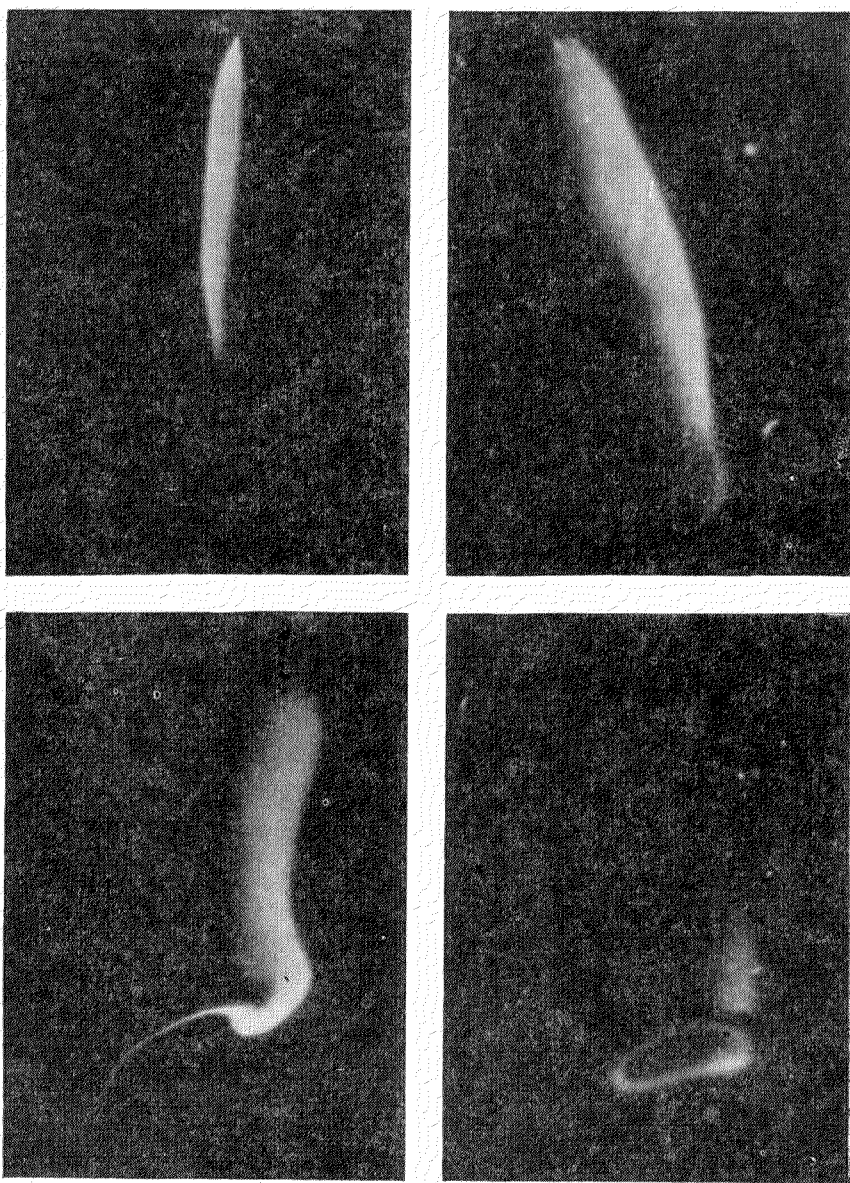
меняется вплоть до высот порядка 150 км, и поэтому применение звуковых волн для изучения температуры и ветра в пределах этой области имеет прямой смысл.

Ветры, температура, состав атмосферы, солнечное излучение и электрическая проводимость изучались приборами, поднятыми на высоту до 42 км на крупных шарах⁵. Аналогичным образом оснащались ракеты, но с расчетом на наблюдения на больших высотах. Масс-спектрограф и ионный спектрограф, поднятые на эти высоты, дают сведения о наличии аргона и кислорода и азота в атомной и молекулярной форме вплоть до высоты 220 км. Фотонный счетчик отмечал солнечное ультрафиолетовое излучение и рентгеновские лучи, способные вызвать ионизацию и фотодиссоциацию^{1,4}. Кроме того, ряд других приборов контролировал косвенные определения вертикального изменения температуры и регистрировал многочисленные данные о космических лучах и мягком излучении¹.

Прежде чем обратиться к той части атмосферы, которая лежит вне досягаемости шаров, следует упомянуть об изучении вертикального распределения атмосферного озона, проводимом с помощью наземных средств. Гот, Добсон и др.⁶ указали способ определения общего содержания и вертикального распределения озона. Общее содержание озона определяется измерением интенсивности солнечного излучения на двух длинах волн: на одной из этих волн—поглощение озона слабое, а на другой—сильное. Измерения проводятся на двух зенитных углах. Производя соответствующие измерения и заимствуя некоторые постоянные из лабораторных данных, можно определить общее содержание озона. Средняя высота озонового слоя может быть оценена исследованием поглощения озона в рассеянном свете, идущем с зенита при различных углах возвышения Солнца⁷. Эпштейну принадлежит наземный метод⁸ определения распределения озона по высоте на основании данных по полному содержанию озона, с одной стороны, и данных по инфракрасному поглощению солнечного излучения озоном и интенсивности излучения озона в инфракрасной области,—с другой. Петцольд⁹ выяснил, что анализ солнечного света, отраженного от лунной поверхности непосредственно в край тени земли во время лунного затмения позволяет определить распределение азота в земной атмосфере вплоть до высоты 45 км на различных широтах. Идея метода состоит в том, что при тангенциальном распространении солнечных лучей существует значительное ослабление желто-оранжевой спектральной области, вызывающее голубовато-зеленую окраску земной тени около ее границы. Эта зона представляет собой оптическую копию слоя озона в атмосфере.

Очень интересная наземная техника определения распределения плотности атмосферы на высотах от 10 до 70 км состоит в использовании в ночное время модулированного света в виде направленного луча, распространяющегося вертикально вверх. Рассеянный назад свет наблюдается с земли на расстояниях до 20 км от светового источника. Если допустить, что происходящее рассеяние света релеевское, то интенсивность рассеянного света будет функцией от плотности воздуха¹⁰.

Наблюдения за метеоритами как с помощью фотографий, так и с помощью радиоэхо дают значительную информацию об атмосфере на высотах от 60 до 120 км; например, плотность воздуха и ветры могут быть получены с помощью фотографий метеоритов¹¹. Букер¹² утверждает, что можно получить сведения об атмосферной турбулентности из фотографических наблюдений метеорных следов. Давления в атмосфере и шкала высот могут быть найдены из радионаблюдений следов метеоров¹³. Робертсон¹⁴ сообщил, что доплеровская радиосистема, работающая на частоте 27 Мгц, использовалась для оценки ветров по сносу метеорного хвоста на высотах от 80 до 105 км; эти ветры обнаруживают ясно выраженные 12- и 24-часовые



Две пары одновременных фотографий следа ракеты, образованного парами натрия, сделанных в утренних сумерках, Нью-Мехико 26 ноября 1957 г. Верхняя пара фотографий изображает след ракеты на высотах приблизительно от 110 до 200 км; эти фотографии были получены, когда ракета находилась вблизи зенита. Нижняя пара фотографий была сделана пять минут спустя. Правые фотографии были сделаны в Deming. Левые фотографии были получены в Socorro, расположенном в 211 км от Deming к северу-северо-востоку.

гармоники, связанные с приливами. Гринхоу¹⁵ рассчитал коэффициент атмосферной диффузии на высотах от 80 до 100 км, используя для этой цели радиоизмерения эхо от метеорных хвостов (он применял длины волн 8,27 и 8,35 м).

Ветры в области высот между 30 и 90 км измерялись двумя методами: наблюдением звуковых волн, вызываемых взрывами зарядов, сбрасываемых с ракет^{2,16} на различных высотах, и наблюдением возвращенных сигналов радара, отраженных от тонких гибких лент с металлическим покрытием, также сбрасываемых с ракет¹⁷. Пары металлического натрия, выбрасываемые с ракет в сумеречное время, образуют облако, излучающее линию натрия 5890 Å; наблюдения за такими облаками дают сведения о ветре на высотах от 85 до 200 км. На рис. (стр. 727) приведена фотография искаженного ветром натриевого облака, простирающегося от высоты 100 км до высоты 200 км. Метод расчета скорости ветра на основе подобных фотографий описан Манрингом¹⁹.

Так называемые серебристые облака, встречающиеся на высотах около 80 км и, по-видимому, образованные вулканической или метеорной пылью, предоставляют определенные возможности для качественных оценок турбулентности в воздухе и вертикальной устойчивости. Лудлам²⁰ утверждает, однако, что проследить с помощью теодолита за элементом серебристого облака, чтобы определить его скорость, очень трудно, потому что эти облака обычно лишены хорошо выраженных элементов, сохраняющих свою идентичность. Мгновенные изменения, происходящие в облаках, и наличие волнообразных движений указывают на значительную скорость падения и усиленное перемешивание. Серебристые облака, по-видимому, не существуют на широтах ниже 55°, и, следовательно, этот источник информации ограничен чисто географическими условиями.

ИССЛЕДОВАНИЯ ИОНОСФЕРЫ

Исследования ионосферы должны предоставить сведения об электронной плотности и температуре в понижированных слоях атмосферы; были сделаны также попытки определить размеры, а также дрейф ионосферных неоднородностей. Радиопомехи должны содержать компоненты, обязанные тепловому излучению ионосферы; это излучение, которое в общем очень слабо, было надежно выделено и измерено²¹. Полученные этим способом температуры ионосферы лежат в интервале от 240 до 290° К. Скорость генерации ионов на данной высоте чрезвычайно чувствительна к изменениям температуры, так что суточные и сезонные изменения высоты ионообразующих слоев соответствуют суточным и сезонным изменениям температуры²². Дневные и годовые вариации в *F*-слое ионосферы (примерно на высоте 180 км) указывают на то, что градиент температурной инверсии в этом слое летом меньше, чем зимой, а также на то, что теплый слой толще летом, чем зимой²³.

Исследования слоев *E* и *F*₂, ионизация которых приписывается атомному кислороду, дают²⁴ для температуры на высоте около 110 км значения от 190 до 220° К, а на высоте около 250 км — значения от 500 до 1200° К. Большой разброс значений частично определяется сезонными условиями, а частично связан с солнечной активностью: самые высокие температуры появляются летом в период повышенной солнечной активности.

Наблюдения за радиоэхо, отраженным от Луны, обнаруживают медленные вариации в средней суточной амплитуде эхо. Плоскость поляризации радиоволн вращается благодаря наличию магнитного поля Земли, а величина вращения зависит от полного содержания электронов вдоль луча зрения, направленного к Луне. Эванс²⁵ указывает, что уже существ-

вует техника, позволяющая определить величину поворота плоскости поляризации Π , следовательно, найти полное содержание электронов.

Как было показано, сцинтилляции радиозвезд вызываются изменениями фазы в приходящем излучении, возникающими при прохождении этого излучения через неоднородности электронной плотности в слое F . Движение ионизированного газа в слое F , возможно, связано с турбулентностью и вихрями в области земного «динамо» (от 135 до 150 км) за счет взаимодействия между магнитным полем Земли и электрическим полем²⁶.

Вестен²⁷ показал, что поскольку геомагнитные возмущения могут быть вызваны системами электрических токов в атмосфере и в свою очередь электрические токи могут быть заменены эквивалентными системами атмосферных ветров, представляется возможным проследить за движением воздуха в слоях E и F (от 100 до 300 км) на основании геомагнитных данных.

Беннон и Гудвин²⁸ отметили, что на высотах свыше 100 км наблюдается сильная корреляция между величиной дрейфовой скорости ионосферных неоднородностей и горизонтальным температурным градиентом. Это обстоятельство наводит на мысль о том, что исследование вертикальной структуры ионосферного дрейфа может дать ценные сведения о температуре этой части атмосферы.

ПЛОТНОСТЬ НА ВЫСОТАХ СВЫШЕ 300 км

Последние спектрографические и радионаблюдения над солнечной короной, по-видимому, подтверждают представление о том, что атмосфера Солнца простирается от Солнца до Земли и даже за пределы Земли. Согласно Чепмену²⁹ Земля вместе со своей атмосферой погружена в этот солнечный газ и играет роль стока тепловой энергии. Николс³⁰ дал числовое значение для количества тепла, передаваемого атомным водородом короны атомному кислороду земной атмосферы. Это число примерно равно 36 эрг на квадратный сантиметр в минуту (для сравнения приведем значение «солнечной постоянной» $8,4 \cdot 10^7$ эрг/см²·мин). Доводы Чепмена получают подтверждение в относительно больших значениях плотности, обнаруженных на трассах искусственных спутников Земли, а также из данных по радиосвистам (whistlers). Причиной появления радиосвистов, очевидно, являются грозовые электрические разряды (сферики) с энергетическим спектром, простирающимся в интервале от 10 до 20 кГц. Такого рода сферики распространяются через ионосферу и за ее пределы до высот от 500 до 5000 км и даже выше вдоль силовых линий земного магнитного поля, возвращаясь впоследствии вдоль тех же силовых линий на противоположную полусферу Земли. Для того чтобы это могло происходить, средняя плотность электронов в атмосфере должна быть значительно выше того, что было получено в ранних подсчетах: именно должна составлять³¹ около 400 электронов на 1 см³. Протяженность солнечной короны может изучаться на основе наблюдений за распространением радиоволн, испускаемых радиозвездой созвездия Тельца (Taurus): исследуется изменение интенсивности радиоизлучения при прохождении его через внешнюю корону³². Поскольку все аномалии в облаке солнечного газа, по-видимому, связаны с изменениями магнитного поля Земли, может оказаться возможным подробно исследовать эти аномалии с помощью электрических токов, индуцируемых в трансокеанских кабелях¹.

Поток атомного водорода во внешнюю атмосферу означает, что внешняя атмосфера должна быть гораздо плотнее, чем это думали раньше. Интересно, однако, отметить, что существует группа косвенных данных, приводивших в свое время к совершенно противоположным выводам. Из исследования поглощения солнечных рентгеновских лучей и диссоциации

кислорода на высотах вплоть до 165 км некоторые наблюдатели, экстраполируя получаемое распределение плотности на большие высоты, получали значительно меньшие плотности³³. Эта точка зрения в свое время находила поддержку в широко распространенном убеждении (являющимся отголоском старых доводов против существования стратосферы) в том, что высокие слои атмосферы должны быть изотермическими и находиться в радиационном равновесии. Чепмен и Николе выставили ряд соображений против этой точки зрения, и совокупность имеющихся данных склонилась в пользу большей плотности атмосферы на высотах свыше 300 км, причем температура, определяемая через кинетическую энергию молекул, также возрастает с увеличением высоты. Здесь мы сталкиваемся со случаем, когда совершенно различные косвенные данные дают значительно расходящиеся представления о плотности в верхних слоях атмосферы. С одной стороны, соображения о тепловом равновесии приводили к изотермической атмосфере с низкой плотностью; с другой стороны, наблюдения над радиосвистами вели к совершенно противоположным выводам. В конце концов третий косвенный метод—визуальное, фотографическое и радионаблюдения над искусственными спутниками Земли—подтвердил наличие более плотной атмосферы. Стерн³⁴ дает весьма упрощенную формулу для вывода плотности воздуха в перигее из визуальных наблюдений за искусственными спутниками Земли. Расчеты, выполненные на основе наблюдений за спутником I, опубликованные Гаррисом³⁵, дают значения плотности атмосферы на высоте 400 км в 40 раз больше, чем это принято для этой высоты в модели ARDC (Air Research and Development Command). Более поздние данные, собранные Калманом³⁶, хорошо согласуются с выводами Гарриса.

В настоящее время сконструирован, но еще не применен новый аппарат для определения плотности атмосферы на больших высотах; он представляет собой шар размером 12 футов с гибкой оболочкой из алюминия. Такой шар помещается на спутнике типа Explorer без наполнения газом. Когда спутник выходит на орбиту, этот шар высвобождается и наполняется из баллона газом. Движение шара будет подобно движению спутника, но сопротивление воздуха будет замедлять движение шара сильнее, чем движение спутника. Анализ положения спутника и шара в пространстве предоставит большую информацию относительно плотности верхних слоев атмосферы. Размеры шара выбираются достаточно большими для того, чтобы его можно было видеть в сумерки простым глазом с земной поверхности³⁷.

Исследование спектров излучения сияний и свечения воздуха может дать сведения о составе верхних слоев атмосферы. Наиболее часто сияния происходят на высотах от 100 до 120 км, но они наблюдаются также и на высотах от 63 до 400 км. Сияния в лучах солнца отмечены на высотах 1100 км (см.³⁸, стр. 422). В сияниях было отмечено присутствие атомного кислорода, азота, водорода, ионов кислорода и азота, O_2^+ и N_2^+ , а также молекулярных кислорода и азота. Ситон³⁹ оценил отношение N_2/O для высот, лежащих между 160 и 400 км. Он также принимает плотность ионов N_2^+ на высотах свыше 740 км большей чем 120 ионов на кубический сантиметр. Излучение ночного неба, как известно (см.³⁸, стр. 533), возникает на высотах от 70 км (ОН) до 1000 км (кислород).

Спектр этого излучения простирается от фиолетовой части до инфракрасной (10 микрон) и указывает на наличие атомного кислорода и натрия, а также радикала ОН. Одно время считали, что инфракрасное излучение вызывается рекомбинацией атомного азота, однако сейчас это излучение приписывается вибрационно-ротационным полосам гидроксила⁴⁰. Филлипс⁴¹ измерил ширину линии излучения кислорода 5577 Å в свечении

неба и ширину линии 6300 Å в сумеречных вспышках. Ширина этих линий дает возможность определить температуру атмосферы; ширина первой линии указывает на температуру от 155 до 231° K на высоте 100 км, второй — температуру около 750° K на высоте около 220 км. Изучение перемещений и поворотов элементарной ячейки, вызывающей свечение неба (излучение линии 5577 Å), привело к выводу о том⁴², что эти движения соответствуют истинному ветру на высоте около 100 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из этого краткого очерка некоторых методов, применяемых для исследования верхних слоев атмосферы, ясно видно, что существует довольно много способов различной степени сложности, которые могут быть с успехом использованы для указанной цели. Большинство из них нуждается в дальнейшем уточнении и усовершенствовании. Представляется вполне целесообразным применять наиболее обещающие косвенные методы измерений в областях, близких к местам запуска ракет; желательно координировать эти измерения с ракетными наблюдениями. Очень важно также, чтобы подобные измерения, проводимые во внешней ионосфере, сопоставлялись также с данными спутников. Вовсе не исключено, что когда будут подтверждены определенные связи и соотношения, наблюдения с поверхности Земли смогут обеспечить нас ежечасной и ежедневной информацией, касающейся верхних слоев атмосферы; получать регулярно такую информацию с помощью ракет представляется делом довольно дорогим. Кроме того, некоторые косвенные методы позволяют осуществить регулярные измерения в областях, слишком близких к поверхности Земли, чтобы там можно было производить измерения с помощью долгоживущих спутников.

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. H. Odishaw, *Science* 128, 1599 (1958).
2. C. J. Brasefield, *J. Geophys. Res.* 59, 233 (1954).
3. J. Veldkamp, *J. Atmosph. and Terrest. Phys.* 1, 147 (1951).
4. E. O. Hulbert, *Meteorol. Monographs* 3, 160 (1957).
5. R. J. Murgatovd, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 83, 424 (1957).
6. R. M. Goody, *Physics of the Stratosphere* (Cambridge Univ. Press, Cambridge, England, 1954), стр. 81.
7. F. W. R. Götz, «Ozone in the atmosphere» in T. F. Malone, *Compendium of Meteorology*, Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass. (1951), стр. 275.
8. E. S. Epstein, C. Ostergard, A. Adel, *J. Meteorol.* 13, 319 (1956).
9. H. K. Paetzold, *J. Geophys. Res.* 59, 365 (1956).
10. L. Elterman, Seasonal trend of temperature, density and pressure in atmosphere obtained with searchlight-probing technique, U. S. Air Force Cambridge Research Center Geophys. Res. Paper, No. 29 (1954); S. S. Frieland, J. Katzstein, M. R. Zatzick, *J. Geophys. Res.* 61, 415 (1956).
11. F. L. Whipple, *Advances in Geophys.* 1, 119 (1952).
12. H. G. Booker, *J. Atmosph. and Terrest. Phys. Suppl.* 52 (1957).
13. S. Evans, Atmospheric pressures and scale height from radio echo observations of meteors, in T. R. Kaiser, *Meteors*, Pergamon Press, London (1955), стр. 86.
14. D. S. Robertson, D. T. Liddy, W. G. Elford, *J. Atmosph. and Terrest. Phys.* 4, 255 (1953).
15. J. S. Greenhow and E. J. Neufeld, *ibid.*, 6, 133 (1955).
16. W. G. Stroud, W. Norberg, J. R. Walsh, *J. Geophys. Res.* 61, 45 (1956).
17. L. B. Smith, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 39, 436 (1958) (abstr.).
18. H. D. Edwards, Emission from a sodium cloud artificially by means of a rocket, in E. B. Armstrong and A. Dalgarno, *The Airglow and the Aurorae*, Pergamon, London (1956), стр. 122.
19. E. Manring, J. F. Bedinger, H. B. Pettit, *J. Geophys. Res.* 64, 587 (1959).
20. F. H. Ludlam, *Tellus* 9, 341 (1957); русский перевод УФН 65, 407, (1958).
21. J. L. Pawsey, L. L. McCready, F. F. Gardner, *J. Atmosph. and Terrest. Phys.* 1, 261 (1951).

22. D. Lepechinsky, *ibid.* 1, 278 (1951).
 23. O. Burkhard, *ibid.* 8, 83 (1956).
 24. S. S. Baral and A. P. Mitra, *ibid.* 1, 95 (1950).
 25. J. V. Evans, *ibid.* 11, 259 (1957).
 26. M. Dagg, *ibid.* 11, 133 (1957).
 27. E. H. Vestine, *J. Geophys. Research* 59, 93 (1954).
 28. W. J. G. Benyon and G. L. Goodwin, *J. Atmosph. and Terrest. Phys.* 13, 180 (1958).
 29. S. Chapman, Achievements and prospects in auroral and airglow research, in E. B. Armstrong and A. Dalgarno, *The Airglow and Aurorae*, Pergamon, London (1956), *crp.* 1; Notes on the solar corona and the terrestrial ionosphere, *Smithsonian Contribs. to Astrophys.* 2, No. 1 (1957).
 30. M. Nicolet, *Science* 127, 1317 (1958).
 31. «IGY Bulletin», *Trans. Am. Geophys. Union* 38, 1011 (1957).
 32. A. Hewich, *Proc. Roy. Soc., London* A228, 238 (1955).
 33. H. Wexler, *Trans. Am. Geophys. Union* 38, 954 (1957).
 34. T. E. Sterne, *Science* 127, 1245 (1958); T. E. Sterne and G. F. Schilling, Some preliminary values of upper atmosphere density from observation of USSR satellites, *Smithsonian Contribs. to Astrophys.* 2, No. 10, 207 (1958).
 35. I. Harris and R. Jastrow, *Science* 127, 471 (1958).
 36. H. K. Kallman, *J. Geophys. Res.* 64, 615 (1959).
 37. News stories, *New York Times*, 29 Mar. and 13 Apr. 1958.
 38. S. K. Mitra, *The Upper Atmosphere*, Asiatic Society, Calcutta, India, 1952.
 39. M. J. Seaton, Excitation processes in the aurora and airglow, in E. B. Armstrong and A. Dalgarno, *The Airglow and the Aurorae*, Pergamon, London (1956), *crp.* 225.
 40. V. I. Drassovskiy, On the detection of the infrared night airglow, *ibid.*, *crp.* 86.
 41. J. G. Phillips, The determination of the widths of airglow and the twilight flash, *ibid.*, *crp.* 67.
 42. F. E. Roach, E. Tanberg-Hanssen, L. P. Megill, *J. Atmosph and Terrest. Phys.* 13, 122 (1958).
-