

Определение микрофизических параметров облачного покрова по спутниковым данным

Е.В. Волкова

*ФГБУ «НИЦ "Планета"», г. Москва,
e-mail: quantocosa@bk.ru*

Микрофизические параметры облачного покрова

Водность облака – это масса капель воды и кристаллов льда, из которых состоят облака, в единичном объёме (г/м^3).

Водозапас облака – это количество осаждённой воды из облака на единичную поверхность, или содержание жидкой воды и льда в вертикальном столбе единичного сечения от основания до вершины облака (кг/м^2).

Эффективный радиус облачных частиц – это средневзвешенное среднее значение от распределения по значениям радиусов облачных частиц, или радиус облачных частиц, в наибольшей степени отвечающий за микрофизические свойства облака и дающий максимальный вклад в его водность.

Оптическая плотность облака (COD – Cloud Optical Depth) – это величина ослабления прямой солнечной радиации при прохождении облачного слоя единичной толщины.

Оптическая толщина облачного слоя (COT – Cloud Optical Thickness) – это интегральная величина, характеризующая ослабление прямой солнечной радиации на пути сквозь облачный слой

Фазовое состояние воды (капельно-жидкое или кристаллическое) в облачных частицах.

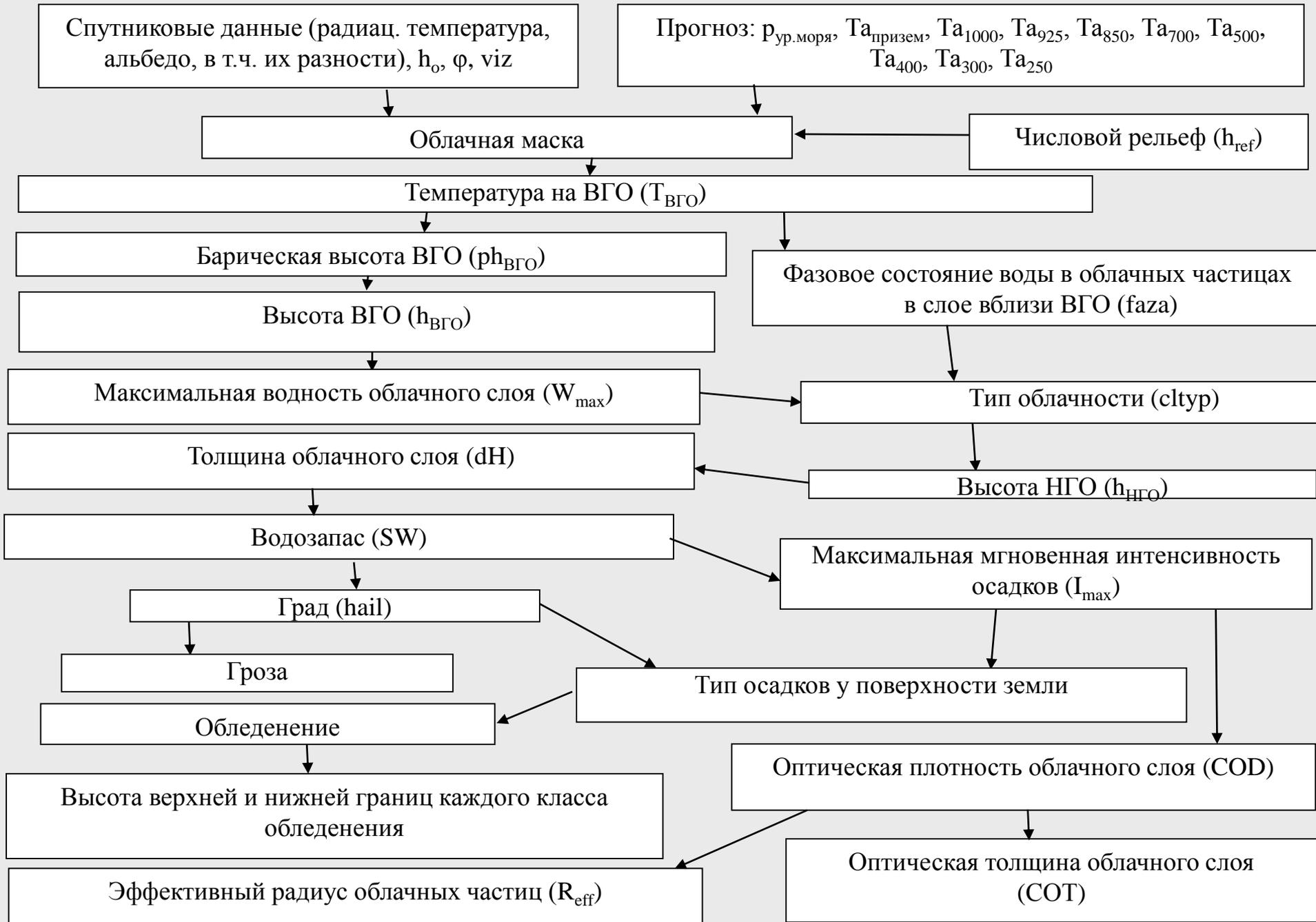
Информация о микрофизических параметрах облачности необходима в климатических моделях, т.к. изменения микрофизических свойств облачного слоя в глобальном масштабе оказывают заметное влияние на радиационный, температурный и водный баланс системы «Земля-Атмосфера», могут ослаблять или усиливать парниковый эффект и вызывать другие изменения климата. Игнорирование или неточное задание этой информации ведёт к большим ошибкам оценок входящих и уходящих потоков радиации, режима увлажнения территории и др. Сведения о микрофизике облаков также полезно использовать и для прогноза погоды, в т.ч. для оценок вероятности и интенсивности осадков, грозы и града.

Многоспектральная комплексная пороговая методика (КПМ)

разработана Волковой Е.В. В «НИЦ «Планета» и используется для автоматической круглосуточной попиксельной классификации спутниковых данных, в т.ч. числе для получения оценок микрофизического состояния облачного покрова. Разные версии КПМ используют данные как с полярно-орбитальных (радиометры AVHRR/NOAA (каналы 1-5) и МСУ-МР/Метеор-М №2 (каналы 4-6)), так и геостационарных (радиометр SEVIRI/Meteosat-8, -9, -10 (каналы 1-10)) метеоспутников. В качестве предикторов КПМ круглосуточно применяет значения радиационной температуры и в светлое время суток дополнительно к ним значения альbedo. Для классификации используются также прогностические поля о вертикальном распределении температуры воздуха на стандартных и промежуточных барических уровнях атмосферы и атмосферном давлении на уровне моря, цифровая карта рельефа и параметры облачности и осадков, полученные на предыдущих этапах классификации. Выделение классов/градаций идёт от отсутствия явления к его максимальному значению. В КПМ фаза, W, COD и Rэф определяются в зависимости от «внешнего вида» облака, а значения SW и COT рассчитываются по формулам.

<i>номер канала</i>	<i>AVHRR/ NOAA</i>	<i>МСУ-МР/ Метеор-М №2</i>	<i>SEVIRI/ Meteosat</i>	<i>обозначение</i>	<i>вид информации</i>
1	0,58-0,68	0,51-0,67	0,56-0,71	A1	альbedo, %
2	0,73-1,1	0,71-0,98	0,74-0,88	A2	
3	1,50-1,78	1,63-1,80	1,50-1,78	A3	
4	3,55-3,93	3,22-4,24	3,48-4,36	T4	радиационная температура, К
5	10,3-11,3	10,5-11,3	5,35-7,15	T5	
6	11,5-12,5	11,5-12,5	6,85-7,85	T6	
7	-	-	8,30-9,10	T7	
8	-	-	9,38-9,94	T8	
9	-	-	9,8-11,8	T9	
10	-	-	11,0-13,0	T10	
11	-	-	12,4-14,4	T11	

Порядок классификации в КПМ



Детектируемый параметр облачности, его классы/градации и используемые предикторы

<i>параметр</i>	<i>радиометр</i>	<i>классы/градации</i>	<i>предикторы</i>
Фазовое состояние воды в облачных частицах на ВГО	AVHRR	кристаллические, водяные, смешанные: вода>лёд, вода<лёд	T4, A3, (T5-T6), T _{ВГО} , h _{ВГО} , day, h _o , Ta _{ур.морья}
	МСУ-МР		(T4-T5), T _{ВГО} , day, h _o , Ta _{ур.морья}
	SEVIRI		T4, (T10-T7), (T9-T10), h _{ВГО} , T _{ВГО} , day, h _o , Ta _{ур.морья}
Максимальная водность облачного слоя (г/м ³)	AVHRR	0, 0-0.1, 0.1-0.2, 0.2-0.3, 0.3-0.5, 0.5-1, 1-3, 3-5, >5	T5, (T5-T6), (T4-T5), A1, A3, (A1-A3), h _{ВГО} , Ta ₇₇₅ , Ta ₇₀₀ , Ta ₆₀₀ , Ta ₅₀₀ , Ta ₄₅₀ , Ta ₄₀₀ , Ta ₃₅₀ , Ta ₃₀₀ , Ta _{ур.морья} , Ta _{max} , Ta _{призем} , h _{ref} , h _o , day, φ
	МСУ-МР		T5, (T5-T6), (T4-T5), h _{ВГО} , Ta ₆₀₀ , Ta ₅₀₀ , Ta ₄₅₀ , Ta ₄₀₀ , Ta ₃₅₀ , Ta ₃₀₀ , Ta _{ур.морья} , Ta _{max} , Ta _{призем} , h _{ref} , h _o , day
	SEVIRI	0, 0-0.15, 0.15-0.3, 0.3-0.5, 0.5-1, 1-3, 3-10, >10	T9, (T9-T10), (T4-T9), (T10-T7), (T6-T5), (A2-A1), (A1-A3), h _{ВГО} , Ta ₈₅₀ , Ta ₇₇₅ , Ta ₇₀₀ , Ta ₆₀₀ , Ta ₅₀₀ , Ta ₄₅₀ , Ta ₄₀₀ , Ta ₃₅₀ , Ta ₃₀₀ , Ta ₂₇₅ , φ, Ta _{ур.морья} , Ta _{max} , h _{ref} , h _o , viz
Водозапас (кг/м ²)	AVHRR	0, 0-0.1, 0.1-0.5, 0.5-1, 1-2, 2-5, 5-10, 10-25, >25	(T5-T6), W _{max} , dH, cltyp, h _{НГО} , W _{max} , day, Ta _{max}
	МСУ-МР		(T5-T6), W _{max} , Ta _{max} , day, dH, Ta _{ур.морья}
	SEVIRI	0, 0-0.5, 0.5-1, 1-2, 2-5, 5-10, 10-25, 25-50, 50-100, >100	T9, (T9-T10), (T6-T5), (T10-T7), (A1-A3), cltyp, W _{max} , h _{НГО} , dH, φ, day, h _{ref} , h _o , Ta _{ур.морья} , Ta ₇₇₅ , Ta ₆₀₀ , Ta ₅₀₀ , Ta ₄₅₀ , Ta ₄₀₀ , Ta ₃₀₀ , Ta ₂₅₀
Оптическая плотность облачного слоя	AVHRR	<5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-40, 40-50, 50-60, 60-70, >70	(T5-T6), cltyp, W _{max} , I _{max} , hail, faza, Ta _{ур.морья}
	МСУ-МР		
	SEVIRI		
Оптическая толщина облачного слоя	AVHRR	<5, 5-10, 10-20, 20-30, 30-40, 40-50, 50-75, 75-100, 100-150, 150-200, 200-250, 250-300, 300-400, >400	(T5-T6), COD, dH, Ta _{ур.морья}
	МСУ-МР		(T5-T6), COD, dH, Ta _{ур.морья} , day
	SEVIRI		(T9-T10), COD, dH, Ta _{ур.морья}
Эффективный радиус облачных частиц (мкм)	AVHRR	<5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, >35	cltyp, I _{max} , faza, COD
	МСУ-МР		
	SEVIRI		

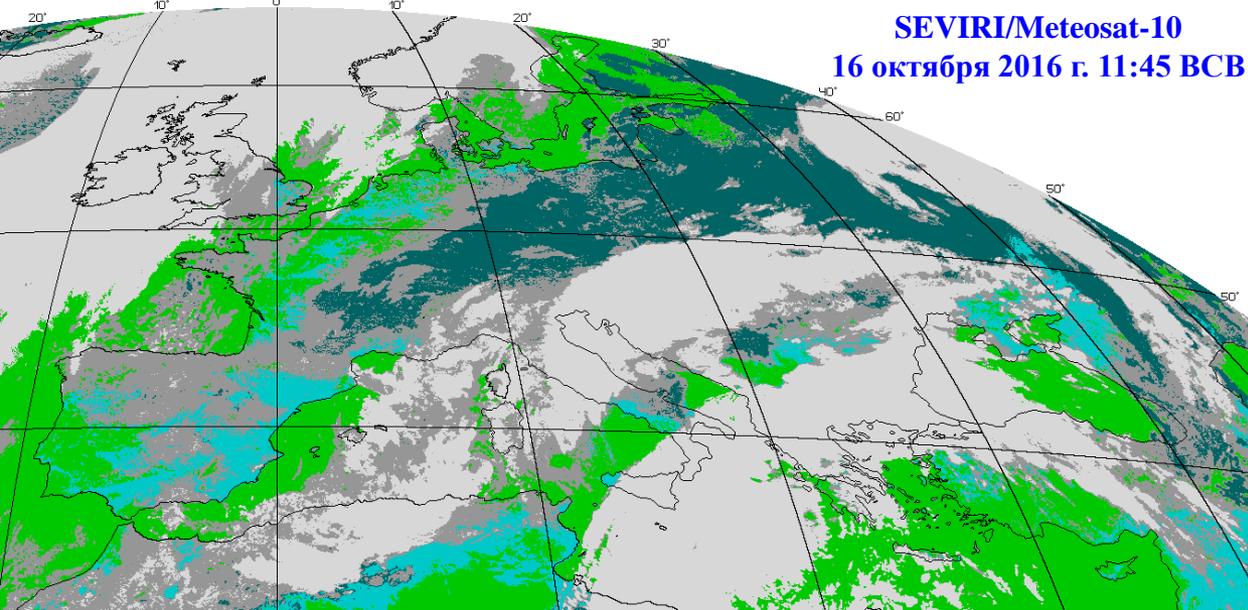
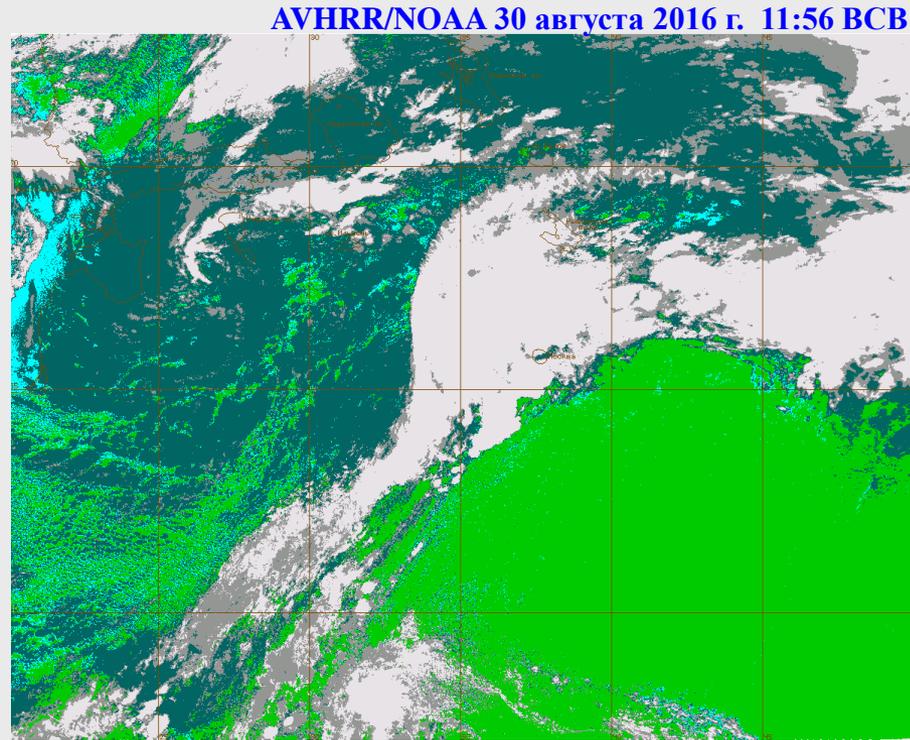
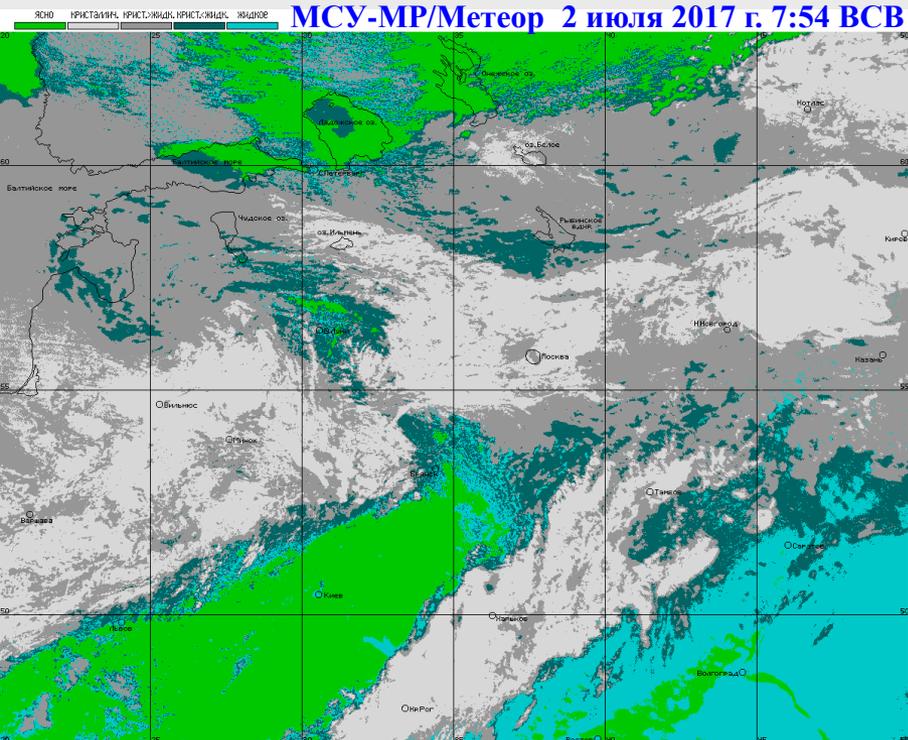
Фазовое состояние воды в облачных частицах (faza)

Капли в облаке могут встречаться в переохлаждённом виде до -40°C , а кристаллы – и при положительных температурах в облаке. Наиболее активные облака – смешанные, наименее – кристаллические. Для облаков слоистообразных форм или небольшой вертикальной мощности faza постоянно для всего слоя облака. Для остальных облаков в подавляющем большинстве случаев внутри облака доля облачных частиц с водой в жидкой фазе повышается с приближением к поверхности земли.

Существующие методики в дневное время оценивают faza вблизи ВГО или для каждого яруса облачности. При этом выделяются 2 класса («ледяные» и «водяные» облака) или 3 класса («ледяные», «водяные» и «смешанные»). В качестве предикторов используются A1, A3, T4 и $T_{\text{ВГО}}$, а также T5 у AVHRR и T9 и/или T7 у SEVIRI. Эти методики плохо работают над снежно-ледовыми поверхностями и в многослойной облачности (нижняя облачность «просвечивает» сквозь C_i и ошибочно детектируется водная фаза). В ряде случаев переоценка «водяных» облаков может достигать 100 %. Ограничения использования методик – светлое время суток (ошибки быстро нарастают с уменьшением h_0) и бесснежные территории. Отмечается низкое качество для облаков среднего яруса и C_i, а также плотных облаков с крупными кристаллами и для многослойной облачности.

КПМ выделяет 4 класса облачности в зависимости от faza на ВГО. «Жидко-капельные на ВГО» облака имеют положительную $T_{\text{ВГО}}$; «кристаллические на ВГО» – низкую отрицательную $T_{\text{ВГО}}$ и высокие значения $h_{\text{ВГО}}$, а также большие значения разностей температурных каналов. 2 класса «смешанных» облаков разделяются в зависимости от значений $T_{\text{ВГО}}$, $h_{\text{ВГО}}$ и разностей температурных каналов.

Примеры классификации фазового состояния воды на ВГО



Точность классификации – не менее 80 % и не зависит от времени суток, сезона и типа подстилающей поверхности. Ошибки в подавляющем большинстве случаев не превышают ± 1 соседний класс и отмечаются в случаях с очень тонкими S_i (просвечивает нижележащая облачность), на краях облачных массивов, для облачных ячеек (проблема частично заполненных облачностью пикселей) и для тонкой облачности над водоёмами.

Водность облачного слоя (W)

Максимальные значения W для большинства типов облачности приходятся на нижнюю (многослойные) или верхнюю (некрупные кучевообразные) часть облачного слоя. Слоистообразные облака относительно однородны по вертикали и W_{\max} для них практически совпадает с $W_{\text{Сред}}$ облачного слоя, в то время как мощные C_b могут иметь несколько максимумов W . C_b и многослойная облачность имеют большой диапазон изменчивости значений W_{\max} . Обычно значения W прямо пропорциональны температуре воздуха и интенсивности турбулентного обмена. Максимумы W в облаке хорошо коррелируют с уровнями изотерм 0, -10 и -22°C, т.к. на этих высотах происходит смена фазового состава облака с чисто капельного на смешанное, а затем на кристаллическое.

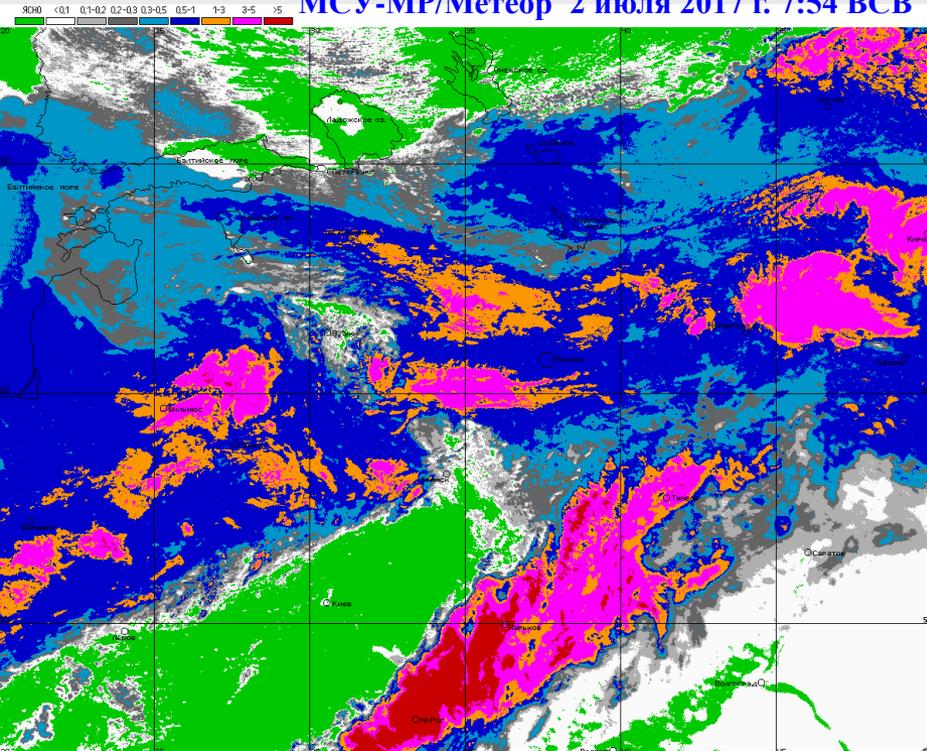
В зарубежной литературе термину «водность облака» соответствует параметр LWC (Liquid Water Content) или CWC (Cloud Water Content). Значения LWC обычно получают в результате непосредственных измерений в облаке (с самолётов, зондов и др.) в ходе экспериментов для заданных районов. Есть отдельные попытки рассчитывать значения CWC по спутниковым данным через $R_{\text{эф}}$. Однако из-за того, что значения $R_{\text{эф}}$ соответствуют верхней части облака, то и значения CWC получаются для неё же, что далеко не всегда совпадает с реальными значениями. Рассчитываемые таким образом оценки CWC обычно не превышают 0.5 г/м³ даже для очень мощных C_b , хотя самолётные эксперименты регистрируют значения водности в C_u в несколько г/м³, а в мощных C_b – в десятки г/м³. Кроме того, для более точного определения значений CWC помимо оценок $R_{\text{эф}}$ необходимо иметь информацию и о концентрации облачных частиц в единичном объёме, что является достаточно сложной проблемой.

КПМ разделяет облачность на 7 (по данным SEVIRI) или 8 (по данным AVHRR и MSU-MP) градаций в зависимости от её «внешнего вида» в разных спектральных каналах. Оценки W_{\max} включают в себя всю воду, независимо от фазы, содержащуюся в единичном объёме облака. На точность оценок W_{\max} сильно влияет качество прогностических полей температуры воздуха на разных уровнях в атмосфере. Неточности оценок W_{\max} могут возникать при анализе полей мелкой и средней кучевообразной облачности (в т.ч. S_c), у которой размеры облаков и просветов между ними сопоставимы с размерами пиксела (из-за осреднения информации в пределах пиксела колебания реальных значений W_{\max} могут достигать ± 2 градаций относительно заданного). Ложное завышение значений W_{\max} на 1-2 градации может происходить у многослойной облачности (особенно C_s - A_s - N_s) в передней части фронтальной зоны. Некоторый рост значений W_{\max} может наблюдаться при малых h_0 , особенно на краях облачного массива и в случаях с кучевообразной облачностью. Водоёмы с большой амплитудой температур относительно суши могут «просвечивать» (на ± 1 градацию) сквозь относительно неплотную облачность. Небольшое (на 1 градацию) ложное завышение значений W_{\max} может отмечаться ночью и в холодный период года.

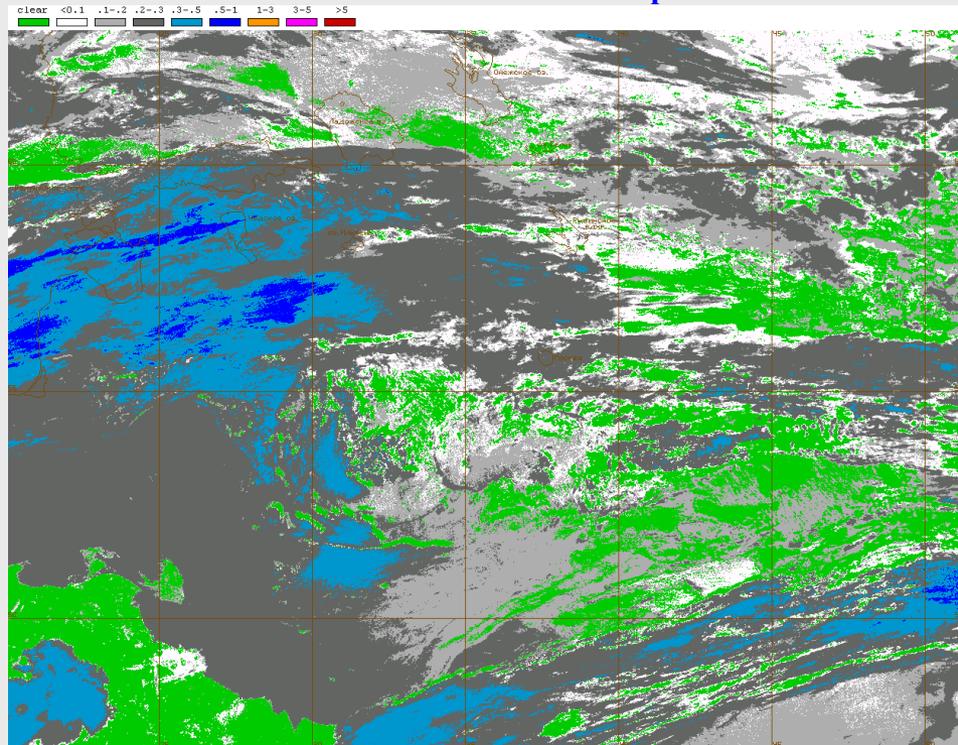
Таким образом, оценки W_{\max} по КПМ и LWC – совершенно разные, несопоставимые между собой величины, имеющие одинаковую единицу измерения.

Примеры классификации максимальной водности облачного слоя

МСУ-МР/Метеор 2 июля 2017 г. 7:54 ВСВ

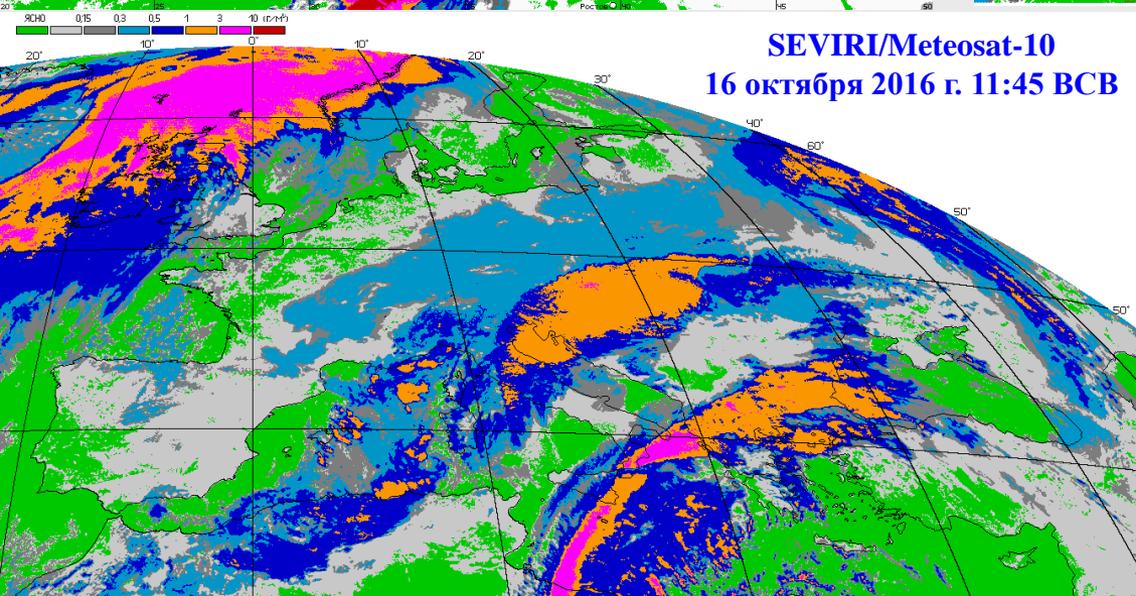


AVHRR/NOAA 1 января 2017 г. 11:50 ВСВ



SEVIRI/Meteosat-10

16 октября 2016 г. 11:45 ВСВ



Ошибки определения W_{max} в 80-90 % случаев (в зависимости от сезона, времени суток, синоптической ситуации, h_o , h_{ref} и др.) не превышают ± 1 градацию, а в ~95-98 % – ± 2 градации. Ошибки более чем в 3 градации замечены не были. Оценки W_{max} получаются максимальными для облачного слоя и площади пиксела.

Водозапас облачного слоя

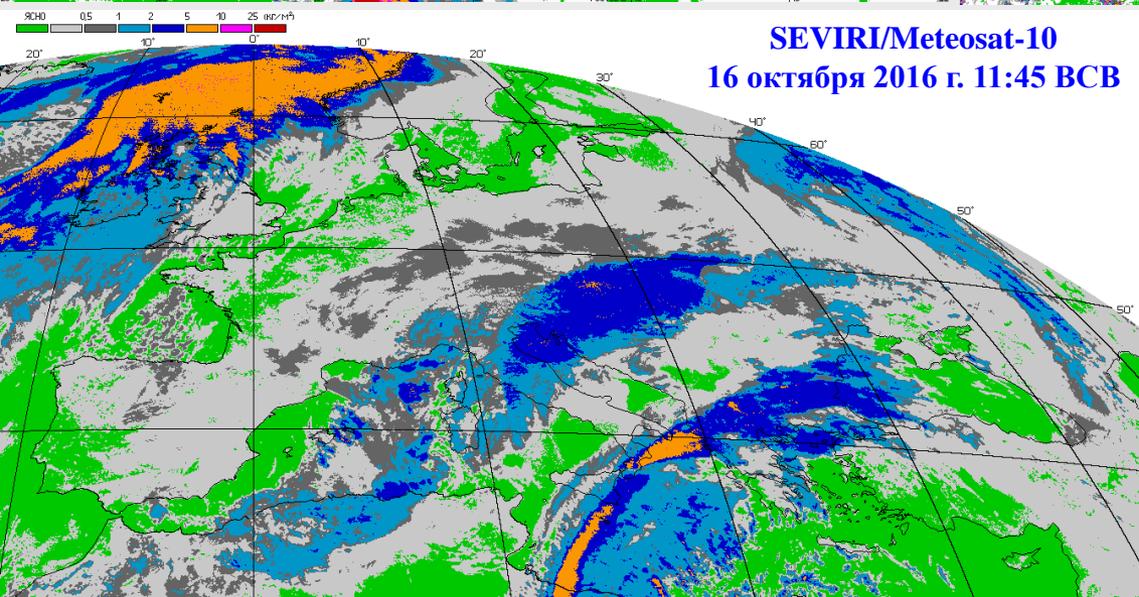
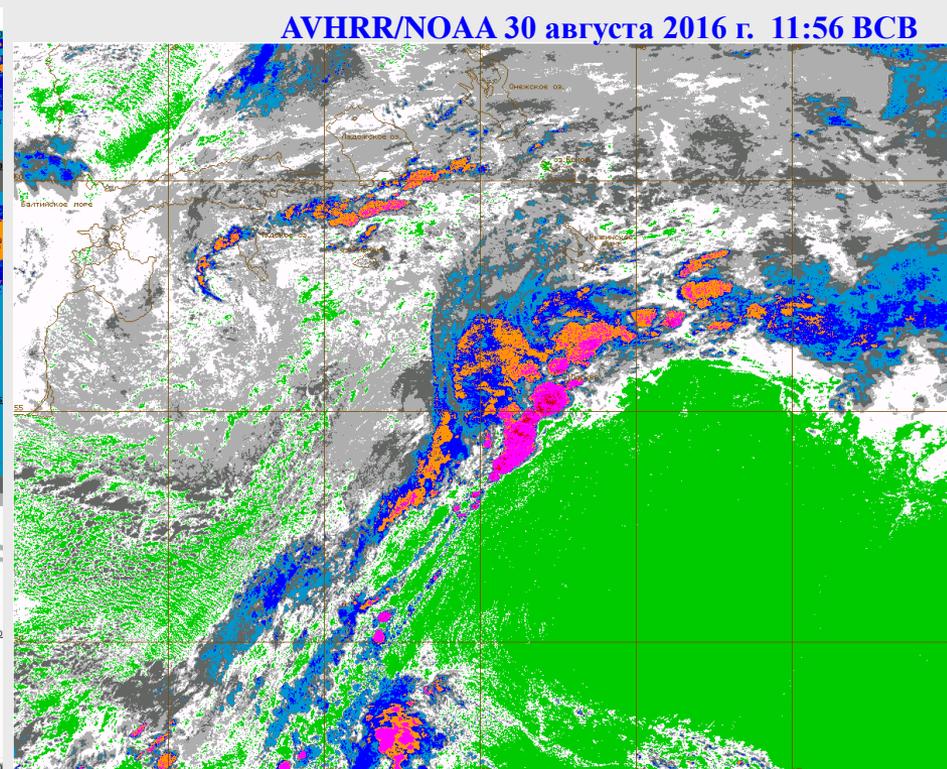
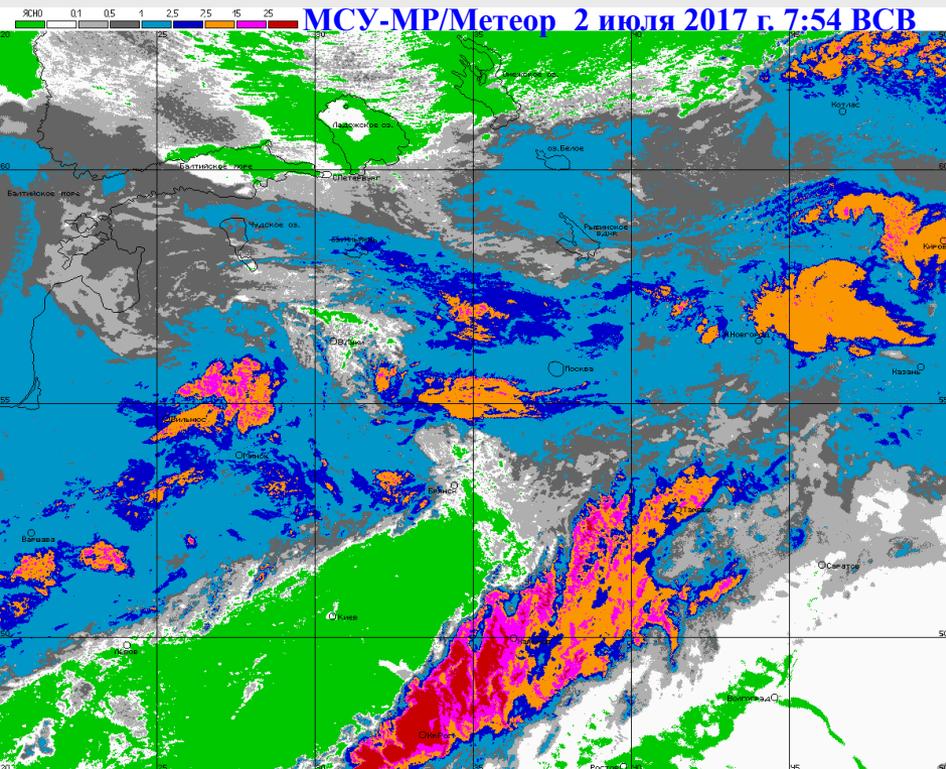
Величина SW зависит от типа облачности, его W_{\max} и dH (т.е. $h_{\text{ВГО}}$ и $h_{\text{НГО}}$) и рассчитывается как интеграл водности облачного слоя между его ВГО и НГО. Однако в разных типах облачности распределение водности по высоте сильно варьирует. Обычно, чем больше dH и W_{\max} облака, тоньше слой C_i и/или A_s (т.е. меньше разность температур в каналах с $\lambda=11$ и 12 мкм) и выше температура воздуха в нижних слоях атмосферы, тем больше SW .

За рубежом по спутниковым данным регулярно оцениваются параметры LWP (Liquid Water Path) и IWP (Ice Water Path), которые считаются аналогами водозапаса и ледозапаса облака. Иногда используется комбинированная величина CWP, или CLIWP (Cloud (Liquid and Ice) Water Path): $CWP=CLIWP=LWP+IWP$. Значения LWP и IWP оценивают по спутниковым наблюдениям за COT и Rэф: $LWP=a \cdot COT \cdot R_{\text{эф}} \cdot \rho_{\text{вода}}$ и $IWP=a \cdot COT \cdot R_{\text{эф}} \cdot \rho_{\text{лед}}$, где ρ – плотность соответственно воды или льда, $a=2/3$ или $5/9$. Ошибки растут с уменьшением h_0 , при наличии снежно-ледового покрова и в случаях с кучевообразной и многослойной облачностью, т.к. в модели для расчёта COT и Rэф задаётся плоскопараллельная однородная облачность. В целом, точность оценок LWP, IWP и CWP сильно зависит от точности восстановления COT, Rэф и КОО. Спутниковые наблюдения за COT и Rэф относятся к 20-40 % верхней части облака, поэтому и оценки LWP и IWP соответствуют только верхней части облака и даже для мощных Сб $CWP \leq 1000$ г/м², хотя в реальных условиях (особенно с грозой и градом) значения водозапаса для них составляют десятки кг/м². Сопоставление спутниковых оценок LWP и IWP с аналогичными СВЧ-наблюдениями показывает значительную их недооценку. Однако СВЧ-наблюдения сами занижают значения CWP, т.к. «не видят» ледяных частиц и плохо работают в дождь, поэтому спутниковые оценки оказываются ещё ниже по сравнению с реальными.

КПМ при расчёте SW косвенно учитывает тип облака и его микрофизические свойства (в т.ч. изменение W с высотой) через формулу: $SW=0.5 \cdot W_{\max, \text{ср.}} \cdot dhh$, где $W_{\max, \text{ср.}}$ – средняя для градации W_{\max} , dhh – скорректированная dH на толщину слоя C_i и/или A_s и тип облака. Выделяется 8 (по данным AVHRR и МСУ-МР) или 9 (по данным SEVIRI) градаций SW . Получаемые КПМ оценки SW включают в себя всю воду, независимо от фазы, содержащуюся в вертикальном столбе внутри облака.

Таким образом, оценки SW по КПМ и CWP – совершенно разные, несопоставимые между собой величины, имеющие общую единицу измерения.

Примеры классификации водозаписа облачного слоя



Ошибки определения SW более чем в 80-90 % случаев не превышают ± 1 градацию, а в 90-95 % – ± 2 градации. Ошибки более чем в 3 градации замечены не были. Все неточности оценок SW связаны с ошибками и погрешностями оценок W_{max} , а также $h_{ВГО}$ и $h_{НГО}$. Оценки SW максимальны для площади пиксела. Однако в ситуациях с кучевообразной облачностью, в т.ч. в составе многослойной, в пределах пиксела возможны участки, SW которых может превышать рассчитанные значения на 1-2 градации.

Эффективный радиус облачных частиц

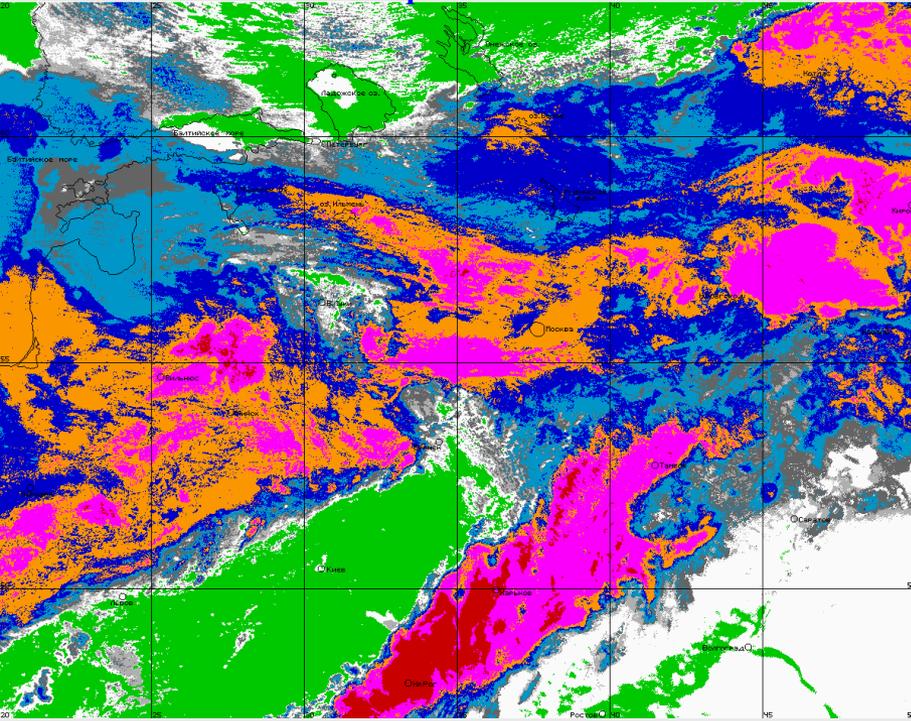
Глобальное значение $R_{эф}$ для жидко-капельных облаков составляет около 14 мкм (в разных облаках $R_{эф}=1-50$ мкм; радиус облачных частиц – от 0,1 до 10 мкм). Чем больше концентрация облачных частиц в единице объёма, тем $R_{эф}$ меньше. Поэтому над океанами при тех же условиях значения $R_{эф}$ больше, чем над сушей, поэтому в северном полушарии среднее значение $R_{эф}$ меньше, чем в южном. В недождящих облаках $R_{эф}$ обычно менее 20-25 мкм (в среднем 5-15 мкм), в дождящих – более 10 мкм (обычно 15-50 мкм). В конвективных облаках минимальный $R_{эф}$ выше, чем в слоистообразных. Для облаков нижнего яруса в высоких широтах $R_{эф}$ больше, чем в низких, и в холодный период года $R_{эф}$ больше, чем в тёплый, в связи с увеличением доли ледяных частиц в облаке. В грозовых облаках $R_{эф}=30-50$ мкм. При очень низких температурах (ниже -40°C) облачные частицы вырастают меньше, чем в смешанных условиях. Прямая зависимость значений $R_{эф}$ от COD существует только для небольших значений COD, а при достаточно больших они либо не зависят друг от друга, либо значения $R_{эф}$ уменьшаются с ростом значений COD. Распределение облачных частиц по размерам в облаке обычно близко к гамма-распределению, но может описываться и другими функциями. Значения $R_{эф}$ обычно растут в облаке с высотой (особенно для недождящих облаков) и достигают максимального значения вблизи ВГО независимо от $f_{аzа}$. Среднее по всей толще облака значение $R_{эф}$ составляет 80-100 % от значения $R_{эф}$ на ВГО. В облаках с началом выпадения мороси или дождя значения $R_{эф}$ начинают быстро расти в нижней части облака и убывают с высотой. В целом, значения $R_{эф}$ на НГО и ВГО больше у дождящих, чем у недождящих облаков, и значения $R_{эф}$ на НГО лучше коррелируют с интенсивностью осадков, чем $R_{эф}$ на ВГО. Однако у очень мощных кучево-дождевых облаков максимум $R_{эф}$ находится примерно в верхней трети облака и выше его значения $R_{эф}$ заметно падают. У жидко-капельных облаков значения $R_{эф}$ обычно меньше у недождящих и слоистообразных облаков, чем у облаков с осадками и конвективных. У кристаллических облаков величина $R_{эф}$ очень сильно зависит от типа и формы кристаллов.

В зарубежных методиках в светлое время суток регулярно рассчитываются значения $R_{эф}$ с применением радиационных моделей переноса, используя предикторы A_1 , A_3 и T_4 (считается, что предиктор A_1 лучше связан с $R_{эф}$ для $COD > 8$, а предиктор T_4 лучше для $COD \approx 2$, хотя и даёт больше ошибок). Поэтому оценки $R_{эф}$ возможны только в дневное время при больших h_0 (при малых h_0 возникают значительные ошибки в случаях с облачными теньями или «ложными» оценками альбедо (A) от боковин облака). Серьёзные ошибки получаются над снежно-ледовыми поверхностями, т.к. их A сопоставимо с облачным. Спутниковые оценки $R_{эф}$ относятся к верхней 20-40 % части облака или ВГО. По данным наземных наблюдений значения $R_{эф}$ получаются меньше, чем по спутниковым, т.к. эти виды наблюдений «рассматривают» облако с разных сторон: спутниковая аппаратура – сверху (где значения $R_{эф}$ больше), а наземный наблюдатель – снизу.

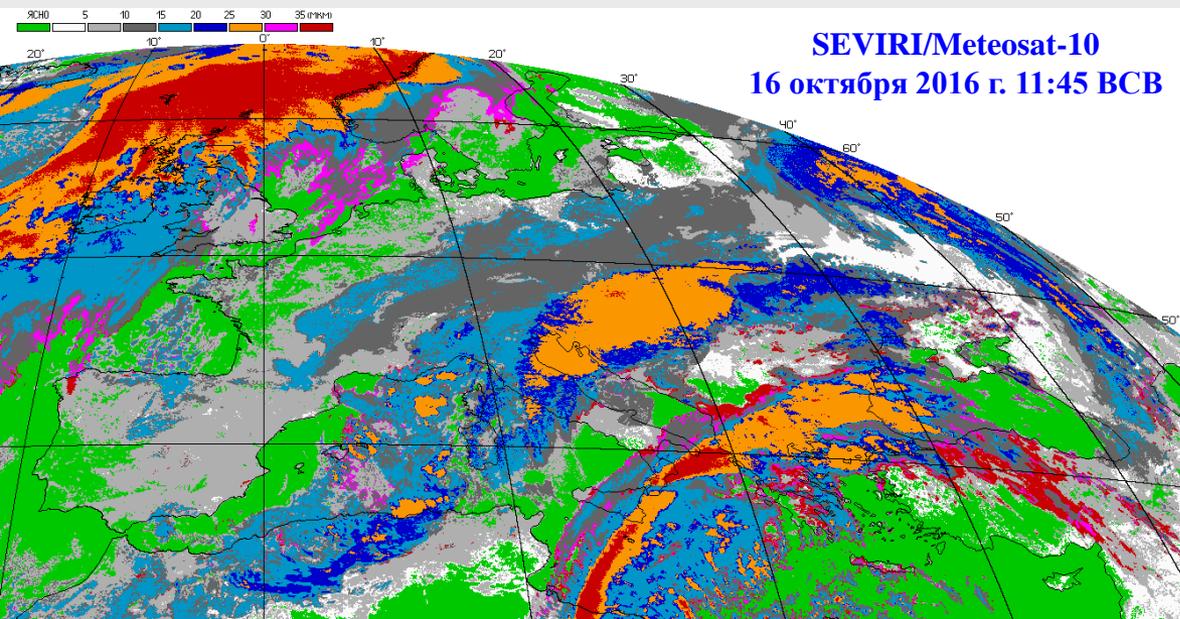
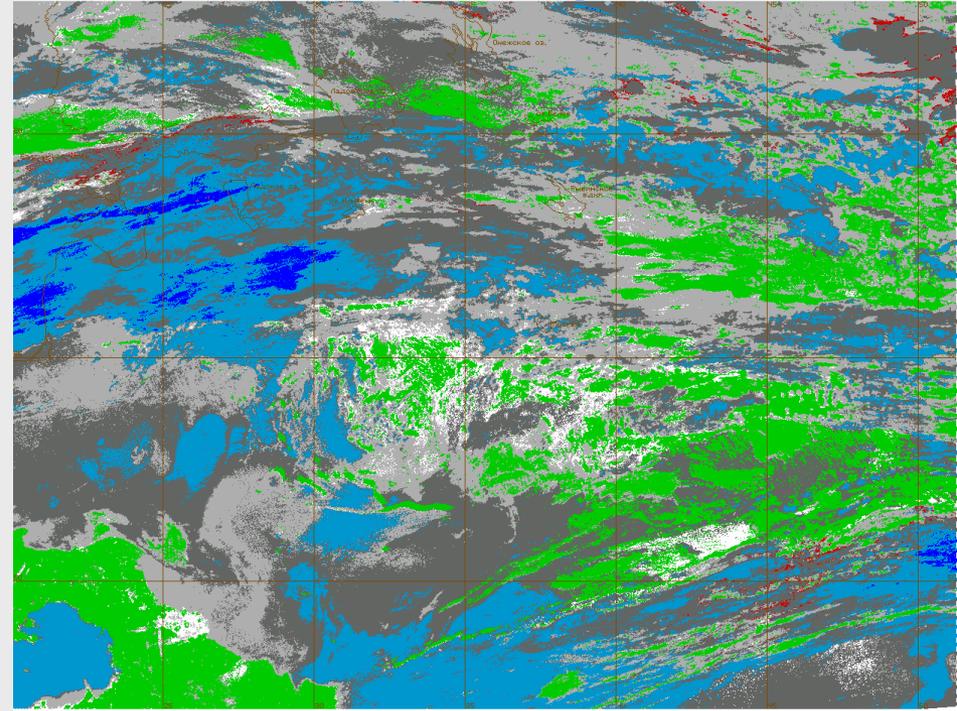
КПМ выделяет 8 градаций $R_{эф}$ в зависимости от типа облачности, $f_{аzа}$, COD и I_{max} (пороговые значения константы). Визуальное сопоставление результатов классификации $R_{эф}$ КПМ с оценками $R_{эф}$ зарубежных исследователей для схожих синоптических ситуаций показывает хорошее соответствие.

Примеры классификации эффективного радиуса облачных частиц

МСУ-МР/Метеор 2 июля 2017 г. 7:54 ВСВ



AVHRR/NOAA 1 января 2017 г. 11:50 ВСВ



SEVIRI/Meteosat-10
16 октября 2016 г. 11:45 ВСВ

Ошибки определения $R_{эф}$ более чем в 75-80 % случаев не превышают ± 1 градацию, а в 90-95 % – ± 2 градации. Вероятность грубых ошибок (более 3х классов) равна 0. Неточности оценок $R_{эф}$ ($\pm 1-2$ градации) могут возникать при анализе полей A_c и C_u (в т.ч. S_c), а также над небольшими водоёмами с большой амплитудой температур относительно суши для достаточно тонкой облачности. Оценки $R_{эф}$ получаются средними для площади пиксела.

Оптическая плотность облака (COD – Cloud Optical Depth)

Значения COD для разных облаков лежат в пределах от ~ 0 до ~ 100 . Косвенно о COD можно судить по отражательным свойствам облака в ДВ-диапазоне или излучательным в КВ ИК-диапазоне. Обычно чем выше W , больше концентрация облачных частиц и их радиус, тем значения COD выше. Поэтому облака с осадками имеют более высокие значения COD, чем аналогичные облака без осадков. Для кучевообразной и многослойной облачности существует прямая зависимость между $h_{ВГО}$ и COD.

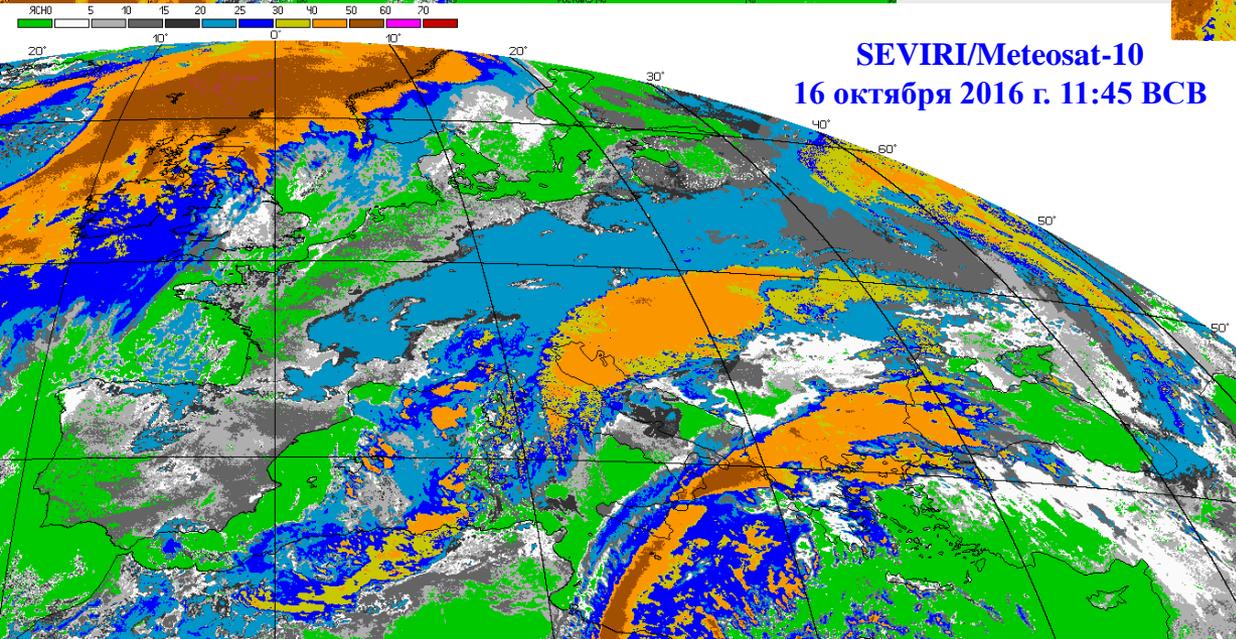
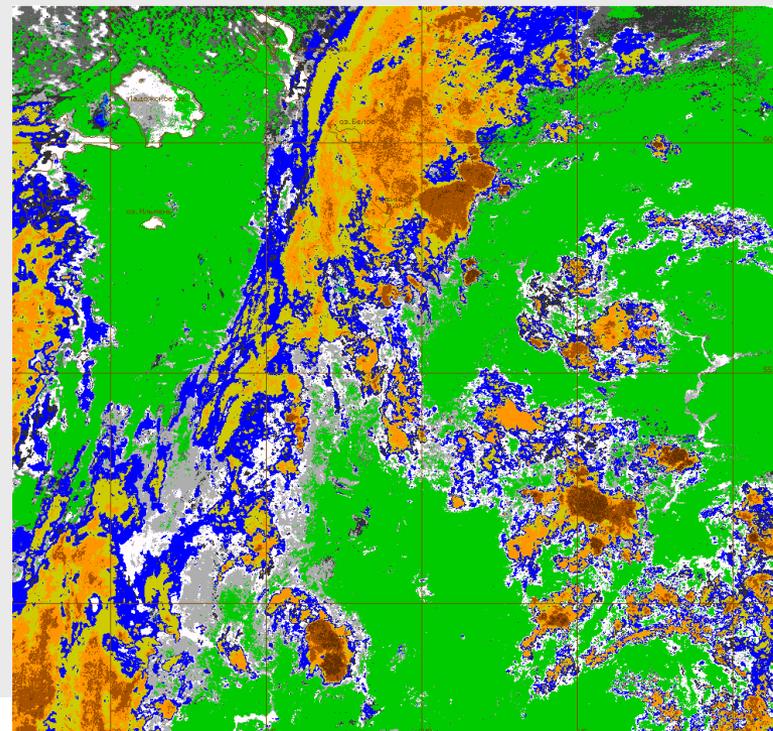
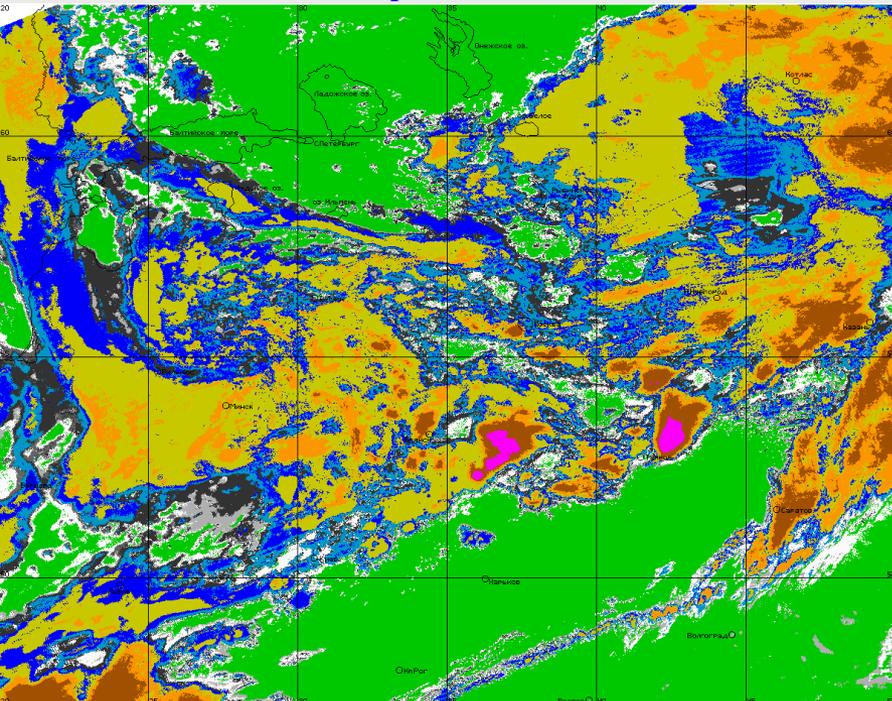
В основе большинства методик оценок COD лежат положения, что их значения прямо пропорциональны A , W и $R_{эф}$. Методы, основанные на спектральных свойствах облаков, делятся на 2 группы: расчёты COD с помощью радиационных моделей переноса (обычно плоскопараллельные одно- или двухслойные модели с однородной облачностью) или кластерные методы (используют данные нескольких спектральных каналов). Главными ограничениями применения этих методик являются светлое время суток (ошибки определения A , в т.ч. из-за теней и ложных «засветок») и бесснежные территории. На точность оценок COD влияют также неточности задания входных параметров в модели и описания вертикальной структуры облачного слоя. Ошибки возможны из-за грубого описания вертикальной структуры рассеяния и поглощения в облаке, при оценках COD у кучевообразных облаков и из-за принятия полного заполнения пиксела однородной облачностью в случаях с облачными ячейками. Наиболее частые и большие ошибки возникают при определении значений COD оптически плотных облаков ($COD > 50$).

В КПМ значения COD (11 градаций) определяются косвенно, используя сведения о типе облачности, W_{max} , I_{max} , $f_{аза}$, наличии града в облаках и др. Значения COD тем выше, чем выше значения W_{max} , SW и I_{max} . Точность оценок COD сильно зависит от точности восстановления W_{max} .

Примеры классификации оптической плотности облака (COD)

МСУ-МР/Метеор 2 июля 2017 г. 17:43 ВСВ

AVHRR/NOAA 3 августа 2016 г. 00:26 ВСВ



SEVIRI/Meteosat-10
16 октября 2016 г. 11:45 ВСВ

Ошибки более чем в 80-85 % случаев не превышают ± 1 градацию, а в 90-95 % – ± 2 градации. Грубых ошибок (в 3 и более градаций) выявлено не было. Неточности в $\pm 1-2$ градации характерны для полей не крупной кучевообразной облачности и над небольшими водоёмами с большой амплитудой температур относительно окрестностей для относительно тонкой облачности. Оценки COD получаются средними для площади пиксела.

Оптическая толщина облачного слоя (COT – Cloud Optical Thickness)

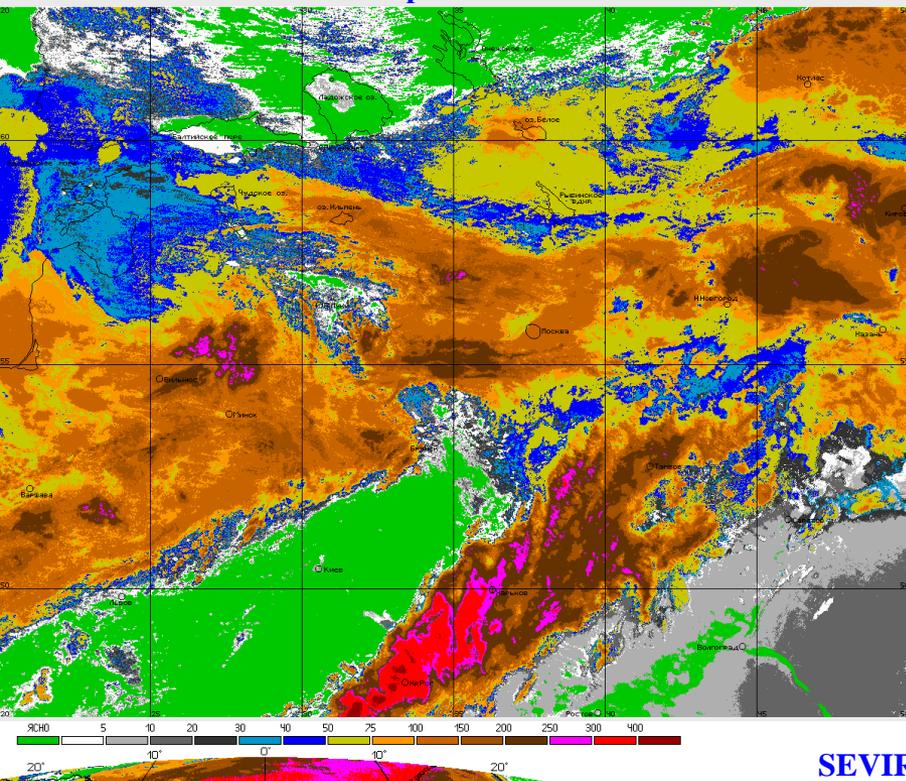
COT – главный параметр для описания оптических свойств облачности, т.к. играет важную роль в формировании радиационного баланса, в т.ч. в облаке. Глобальные значения COT по разным оценкам составляют от 20-30 до 100 для отдельных дней. Их изменение может оказывать заметное влияние на климат. Значения COT прямо пропорциональны значениям COD и dN и практически не зависят от Rэф.

За рубежом в светлое время суток регулярно рассчитываются значения COT. Обычно их определяют по результатам оценок отражённой солнечной радиации в каналах, не зависящих от поглощения водяного пара (в целом, значения COT прямо пропорциональны A). Для разной спутниковой аппаратуры разработаны разные алгоритмы определения COT. В большинстве случаев используют однослойные или двухслойные модели с однородной плоскопараллельной облачностью (поэтому ошибки растут для конвективных облаков и ячеек). Точность оценок COT сильно зависит от адекватности задания в моделях входных параметров, особенно от точности определения faza. Так, faza обычно определяется только для ВГО, которая для многих облаков является ледяной или смешанной (последняя в моделях причисляется к ледяной), и, в результате, всё облако считается ледяным. Для водяных облаков в моделях используется логарифмическое или гамма-распределение облачных капель по размерам в облаке с $R_{эф} = \text{const}$ (часто 8 или 9 (над сушей) и 10 или 11 (над океанами) мкм), а для ледяных облаков – смесь из кристаллов с разными размерами с $R_{эф} = \text{const}$ (например, 30, 35 или 40 мкм). В некоторых моделях отдельно для жидко-капельных и кристаллических облаков задаётся по несколько градаций Rэф для разных уровней в облаке. Точность оценок COT слабо зависит от λ спектрального канала, но на неё влияют h_0 (в тени COT ложно уменьшается, при малых h_0 – увеличивается), содержание водяного пара, аэрозоля и озона в атмосфере, неоднородность облачного покрова (т.е. KOO), наличие неоднородностей внутри облака и др. Серьёзные ошибки возникают над снежно-ледовыми поверхностями, а также для облаков с неоднородной $h_{ВГО}$. Наиболее частые и большие ошибки случаются при определении COT оптически наименее и наиболее плотных облаков. Все спутниковые оценки COT соответствуют только верхнему слою облаков и обычно не превышают 100 или 128. В целом, значения COT по данным AVHRR недооценены даже по отношению к оценкам MODIS, в т.ч. получают большие ошибки над сушей для низких жидко-капельных облаков с высоким A и в высоких широтах (из-за малых значений h_0).

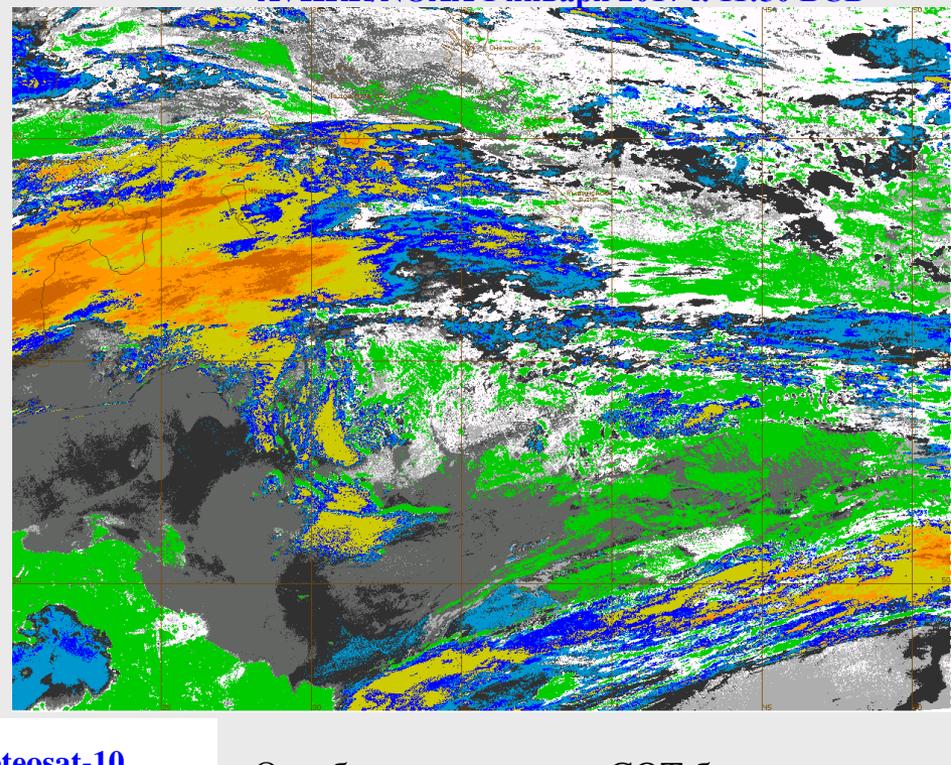
В КПМ для расчёта COT используется формула: $COT = 0.5 \cdot COD_{cp} \cdot ddh$, где COD_{cp} – среднее для градации значение COD, ddh – скорректированная толщина облачного слоя на наличие и толщину слоя C_i и/или A_s и тип облачности. КПМ выделяет 14 градаций COT. На точность оценок COT сильно влияет адекватность восстановления COD, $h_{ВГО}$ и $h_{НГО}$.

Примеры классификации оптической толщины облачного слоя (СОТ)

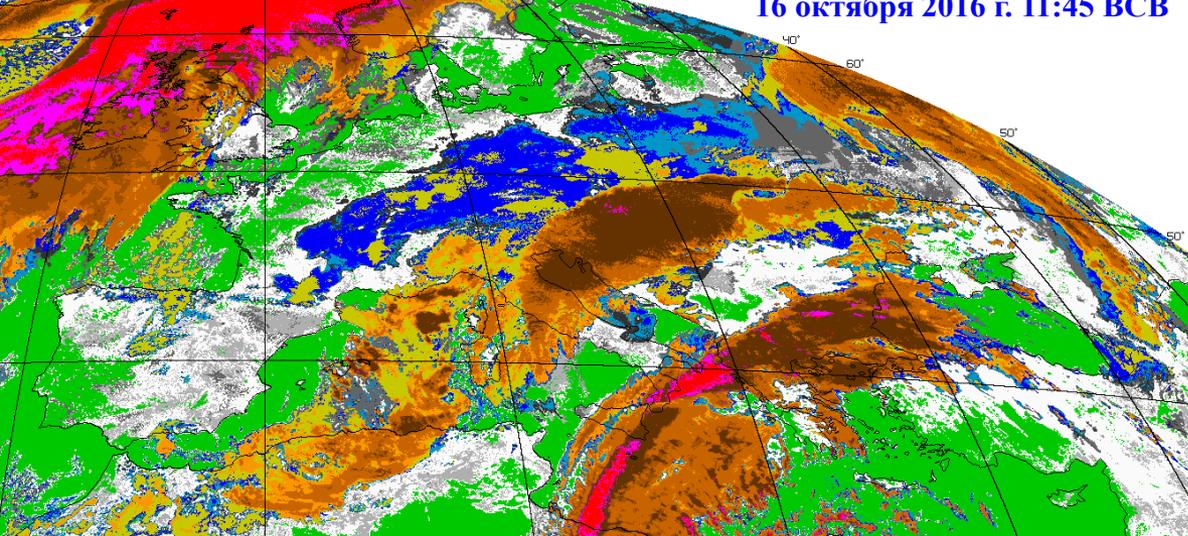
МСУ-МР/Метеор 2 июля 2017 г. 7:54 ВСВ



AVHRR/NOAA 1 января 2017 г. 11:50 ВСВ



SEVIRI/Meteosat-10
16 октября 2016 г. 11:45 ВСВ



Ошибки определения СОТ более чем в 75-80 % случаев не превышают ± 1 соседний класс, а в 85-90 % – ± 2 класса. Вероятность грубых ошибок (более 3х классов) ~ 0 . Неточности оценок СОТ (в $\pm 1-2$ градации) получаются для полей не крупной кучевообразной облачности и над небольшими водоёмами с большой амплитудой температур относительно суши для неплотной облачности, а также у многослойных облаков (особенно Cs-As-Ns) в передней части фронтальной зоны. Оценки СОТ получаются средними для площади пиксела.

Заключение

Разработанная автором в «НИЦ «Планета»» КПМ в трёх версиях для данных AVHRR/NOAA, МСУ-МР/Метеор-М №2 и SEVIRI/Meteosat показала хорошую конкурентоспособность с зарубежными методиками аналогичного назначения при восстановлении микрофизических параметров облачности. КПМ практически не уступает им по качеству выходных продуктов и имеет ряд преимуществ:

- детектирует больше классов faza в круглосуточном режиме независимо от типа подстилающей поверхности;
- значения COD, COT, Rэф, Wmax и SW определяются круглосуточно над любой поверхностью и относятся ко всему облачному слою;
- используется меньшее количество дополнительной информации.

Получаемые КПМ продукты по облачности и осадкам в основном удовлетворяют предъявляемым к ним пользователями требованиям и находятся в хорошем соответствии с климатологией для соответствующих облачных классов. Визуальный анализ больших фрагментов классифицированных спутниковых изображений облачности показывает хорошее согласование результатов классификации с синоптической ситуацией.

Хорошая точность спутниковых оценок faza, W, SW, COD, COT и Rэф КПМ косвенно подтверждается сопоставлением с наземными метеонаблюдениями результатов детектирования зон осадков, грозы и града, полученных на последующих этапах работы КПМ при использовании этих параметров в качестве предикторов.