

Вариации вектора индукции

И.И. Рокитянский
Институт геофизики им. С.И.Субботина Национальной АН Украины
rokityansky@gmail.com

АННОТАЦИЯ

Вектор индукции определяется отношением вертикальной компоненты переменного геомагнитного поля к его горизонтальным компонентам. Работа посвящена пространственно-временным вариациям вектора индукции. Пространственные вариации несут информацию о неоднородном распределении электропроводности в литосфере Земли. Работа напоминает, что все аномалии электропроводности обнаружены с помощью векторов индукции, которые, вместе с родственным параметром – горизонтальным тензором, с достоверностью устанавливают существование и местоположение аномалий. Это важное на фоне неоднозначности обратной задачи свойство необходимо широко использовать. Распределение электропроводности в Земле предполагается постоянным во времени, но при наличии геодинамических процессов оно может изменяться. В ряде сейсмоактивных регионов был развернут электромагнитный мониторинг, в частности, с построением векторов индукции. В Китае на участках размером в сотни км наблюдали аномальные изменения векторов индукции за несколько месяцев до сильных землетрясений, которые можно рассматривать как предвестники. Интерпретация двоякая: изменение электропроводности или/(и) наложение внутреннего поля литосферной эмиссии с другим соотношением вертикальной и горизонтальных компонент. Обсерватории мира с 1991 года поставляют в сеть Intermagnet непрерывные записи трех компонент геомагнитного поля. Источники поля: внешние – токи в ионосфере и магнитосфере Земли – используются для изучения электропроводности литосферы, поверхностные – помехи, внутренние – литосферная эмиссия. Выполнена обработка данных 137 обсерваторий с 1991 по 2014 год и получены временные ряды (с разрешением 1 месяц) четырех компонент вектора индукции для 5 интервалов периодов в диапазоне 150-3600 с. На многих обсерваториях наблюдаются годовые вариации, фрагменты полугодовых и 11-летних вариаций, а также изредка тренды и апериодические вариации, не связанные с близкими землетрясениями. В более ранних работах предполагалось, что периодические вариации являются «эффектом источника». Более полные данные и их анализ показывают, что в их формировании участвуют также различные в основном локальные факторы, не исключены и внеземные воздействия. Графики иллюстрируют особенности изучаемых вариаций.

Ключевые слова: геомагнитные вариации, аномалии электропроводности, геоэлектрика.

ВВЕДЕНИЕ

Векторы индукции строятся по коэффициентам линейной связи A и B между вертикальной и горизонтальными компонентами геомагнитного поля \mathbf{B}

$$B_z = AB_x + BV_y \quad (1)$$

Все величины в формуле (1) являются комплексными числами, и определяется пара векторов индукции: действительный (индекс u) и мнимый (индекс v)

$$C_u = Au \mathbf{e}_x + Bu \mathbf{e}_y, \quad C_v = Av \mathbf{e}_x + Bv \mathbf{e}_y \quad (2)$$

x , y , z направлены соответственно на север, восток и вниз, \mathbf{e} – единичные векторы. Векторы индукции зависят от частоты/периода T и вычисляются для некоторого интервала периодов T_1 - T_2 . Действительный вектор C_u в

конвенции (правилах знаков) Визе направлен от хорошо проводящего тела, над осью тела он обращается в ноль и изменяет направление на противоположное.

Базовой моделью геоэлектромагнитных методов является модель Тихонова-Каньяра, в которой в качестве источника принимается вертикально падающая плоская волна, содержащая только горизонтальные компоненты. В такой модели появление вертикальной компоненты, указывает на наличие в Земле аномалии электропроводности и вектор индукции используется для поиска и изучения таких аномалий, что составляет предмет метода магнитовариационного профилирования – МВП (Рокитянский, 1975). Аномальные поля геомагнитных вариаций наблюдаются в горизонтальных и вертикальных компонентах, например, над двумерным телом (Рисунок 1).

Профильные кривые горизонтального

аномального поля $H_x(x)$ и вертикального $H_z(x)$ связаны преобразованием Гильберта, которое позволяет по одной измеренной компоненте найти другую, и тем самым проверить правильность выделения аномального поля, а также наглядно видеть преимущества и недостатки каждого из двух методов обработки - поточечного определения векторов индукции и построения горизонтального тензора по записям синхронным с базисным пунктом. Преимуществом горизонтального тензора является локальность исследования: аномальное поле в горизонтальной компоненте отражает наличие или отсутствие аномальной электропроводности под пунктом наблюдения,

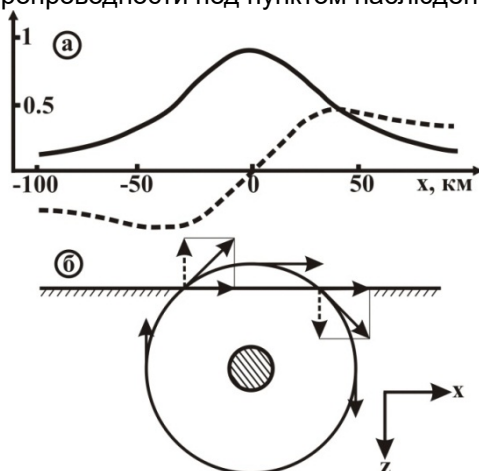


Рисунок 1. Формирование горизонтального H_x (сплошная кривая) и вертикального H_z (пунктир) аномальных магнитных полей над двумерным проводником. а) Профильные графики нормированного (к нормальному полю) аномального поля. б) Аномально проводящий погруженный цилиндр и силовая линия аномального магнитного поля вокруг него с разложением на горизонтальную и вертикальную компоненты. Параметры модели примерно соответствуют Кировоградской аномалии.

аномальное поле в вертикальной компоненте «собрано» со значительной площади вокруг точки наблюдения.

Профильные графики аномального поля с полной достоверностью определяют факт **существования** аномалии и картируют положение её оси (если аномалия вытянутая) или эпицентра (если аномалия изометрическая). Профильные графики позволяют оценить максимально возможную глубину и ширину аномалии, к глубине залегания верхней кромки аномально проводящего тела кривые МВЗ не чувствительны. Эту глубину следует определять методами зондирования, в первую очередь МТЗ.

Методом МТЗ было выполнено 25 пунктов для определения h - глубины залегания верхней

кромки Кировоградской аномалии (КирА). На Украинском щите (УЩ) и ДДВ 15 кривых МТЗ определяли h , но из-за искажений от приповерхностных неоднородностей с большим разбросом, что не позволило сделать вывод о пространственных изменениях h и был получен только средний результат $h=15\pm 5$ км. Остальные 10 МТЗ были поставлены на южном склоне УЩ – на Южно-Украинской моноклинали вдоль профиля над осью КирА. Эти кривые МТЗ имели длинные восходящие ветви и вообще не «чувствовали» присутствие аномалии. Причина – экранирование наклонно залегающими пластами. Вывод: МТЗ следует проводить в комплексе с МВЗ, отдавая приоритет последнему, как это делает М.И.Варенцов с соавторами и последователями.

Аномальные токи в проводящем теле возникают благодаря локальной электромагнитной индукции в этом теле, а также в результате кондуктивного перетекания из вмещающей среды токов, индуцированных на территориях, сопоставимых с размерами внешнего источника. Оценки натуральных ситуаций показали, что кондуктивные аномалии преобладают, и для них была разработана соответствующая теория. Частотные характеристики аномального поля равны произведению неубывающей функции периода, зависящей от степени заполнения проводника аномальными токами (определяемой суммарной продольной проводимостью G вытянутого аномального тела) на нормальный импеданс данного региона, определяемый по данным МВЗ-МТЗ. По положению максимума T_0 амплитудной частотной характеристики можно определить G – масштаб аномалии. На периоде T_0 аномальные поля и вектор индукции становятся действительными $C=C_u$, мнимый вектор индукции C_v обращается в нуль. На более коротких периодах C_u и C_v параллельны, на более длинных – антипараллельны. Имея оба вектора на одном периоде, можно по их соотношению определить где находится период T_0 и получить одностороннюю оценку G . Это справедливо для двумерных аномалий. Непараллельность C_u и C_v является признаком трехмерности геоэлектрического строения.

Фрагменты истории

Векторы индукции были введены Паркинсоном (1959), Визе (1965) и Шмукером (1970). Модельные расчеты показали, и натурные наблюдения подтвердили, что вектор индукции является чувствительным и простым (обработка одного пункта) инструментом для поиска и изучения контрастов проводимости в недрах Земли. Многие аномалии электропроводности были обнаружены и изучены с помощью векторов индукции. Только в Восточной Европе:

Кировоградская (1969), Карпатская (1972), Московско-Тамбовская (1977), Ладожская (1981, причем МТЗ проводились там еще раньше, но аномалия не проявилась), Донбасская (1988, причем одновременно проводились наблюдения импульсов с длинной линии Волгоград-Донбасс и более десятка МТЗ, но в данных этих методов аномалия не выделялась). В сейсмически активных регионах векторы индукции использовались для поиска предвестников землетрясений. В Китае для этого с начала 1970-х было развернуто более 40 магнитных обсерваторий. Аномальные изменения векторов на участках размером в сотни км наблюдались в промежутках времени от нескольких месяцев до двух лет перед землетрясениями: Haicheng (M7.3, 1975), Tangshan (M7.8, 1976), Songpan (M7.2, 1976), Heze (M5.9, 1983), Zhangbei (M6.2, 1998) и другими (Zeng et al., 2002) Это означает, что в верхней части литосферы там происходят сильные изменения электропроводности или/(и) наложения полей литосферной эмиссии с другим соотношением вертикальной и горизонтальных компонент. В Японии выделены аномалии векторов индукции перед землетрясением Тохоку (Rokityansky et al. 2019).

Методика обработки

Обработка записанных во временном интервале $\Delta T = t_2 - t_1$ (обычно 1 сутки в данной работе) данных представляет собой преобразование из 3-х синхронных временных рядов компонент геомагнитного поля с дискретностью Δt (1 мин – данные Intermagnet) во временные ряды компонент вектора индукции для набора полученных периодов T_1, T_2, T_3, T_4, T_5 с дискретностью ΔT . Очевидно, $\Delta t \ll T_n \ll \Delta T$.

Обработка выполнялась по исследовательской программе PRC-MTMV (Варенцов и др, 2003, Varentsov, 2007) и программе Климкович (2009). Обе основаны на БПФ высокого разрешения, вычислении энергетических спектров взаимной и автокорреляции между компонентами магнитного поля и последующей процедуре частных оценок в наборе перекрывающихся окон и многоэтапном выборе приемлемых оценок согласно критериям когерентности. Программа Варенцова многофункциональна и обеспечивает решение широкого круга задач, программа Климкович создана специально для расчета векторов индукции в фиксированном интервале периодов и содержит минимум регулировок ($\text{Coh}2\text{Multy} \geq 0.6$), что обеспечивает единообразие результатов обработки всех обсерваторий.

Результаты обработки данных «Intermagnet»

Сеть «Intermagnet» (www.intermagnet.org) сохраняет цифровые трехкомпонентные записи геомагнитного поля со временем считывания 1 мин с 1991 года. Вначале было в сети 39 геомагнитных обсерваторий, позднее в сеть «Интермагнит» вошли еще сотня обсерваторий. Выполнена обработка данных 137 обсерваторий с 1991 по 2014 год и получены временные ряды (с разрешением 1 сутки) четырех компонент вектора индукции A_u, B_u, A_v, B_v для 5 интервалов периодов 2.5-5, 5-10, 10-20, 20-40 и 40-60 мин с центральным периодом 225, 450, 900, 1800 и 3000 с соответственно.

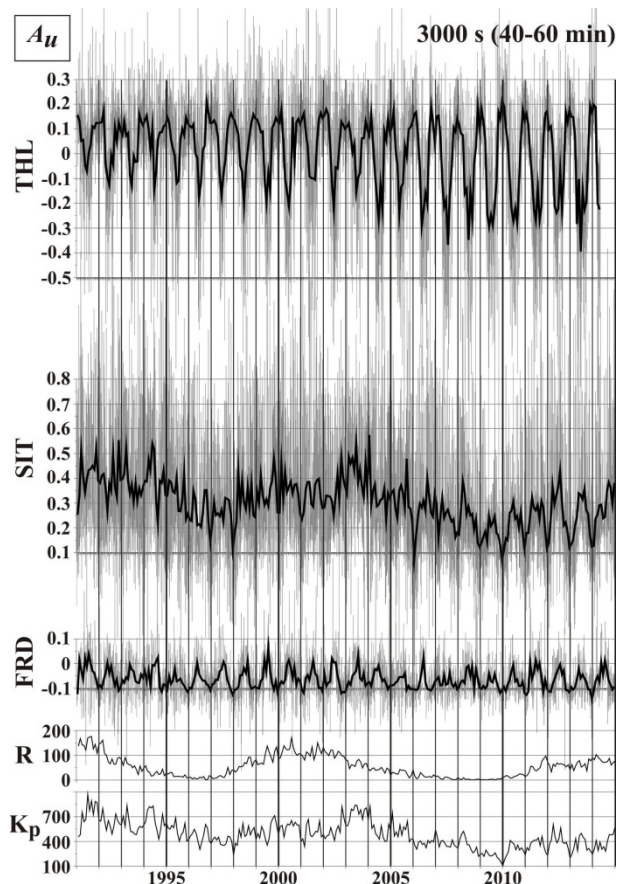


Рисунок 2. Временные изменения A_u для 3 обсерваторий: THL (геомагнитная широта 83.31°), SIT (60.19° - чуть южнее зоны полярных сияний) и FRD (47.95°). Результаты ежесуточной обработки представлены серым цветом, среднемесячные значения - черной линией. R - индекс солнечной активности (число Вольфа), Kp - месячная сумма планетарного индекса геомагнитной активности.

Для трех обсерваторий на рисунке 2 статистическая неопределенность ежесуточной обработки и среднемесячной оценки составила 0.06 и 0.011 в THL, 0.055 и 0.01 в SIT, 0.022 и 0.004 в FRD. Наблюдаемый разброс значительно больше. То же самое наблюдается в графиках, приведенных в работе (Araya &

Ritter, 2016). Тем не менее, на ежесуточных записях легко видна 11-летняя вариация в SIT и годовая на всех трех обсерваториях. На среднемесячных кривых они видны совсем хорошо.

В дальнейшем будем оперировать только со среднемесячными значениями. Их средняя статистическая неопределенность в зоне полярных сияний составляет 0.02-0.04, близ границ этой зоны и внутри полярной шапки 0.01-0.02, в средних и низких широтах 0.003-0.01. Это исключило изучение вариаций короче 3 месяцев, но и оставшийся материал настолько объемный, что можно показать только его отдельные фрагменты. Таблицу обсерваторий не приводим, она есть в (www.intermagnet.org). Карта обсерваторий с векторами индукции для периода 1800 с представлена на рисунке 3 на стр.6.

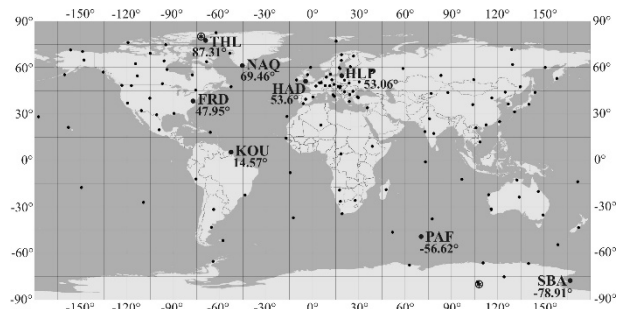
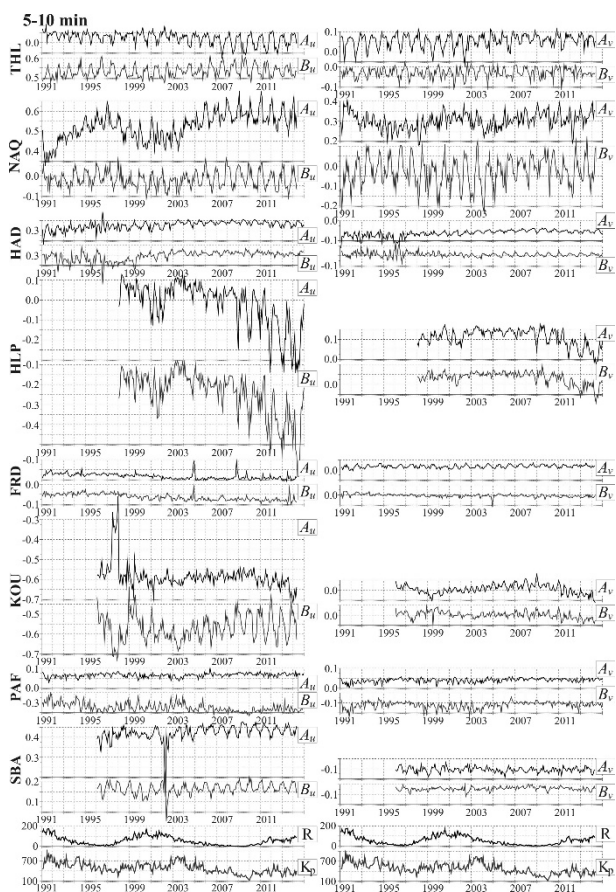
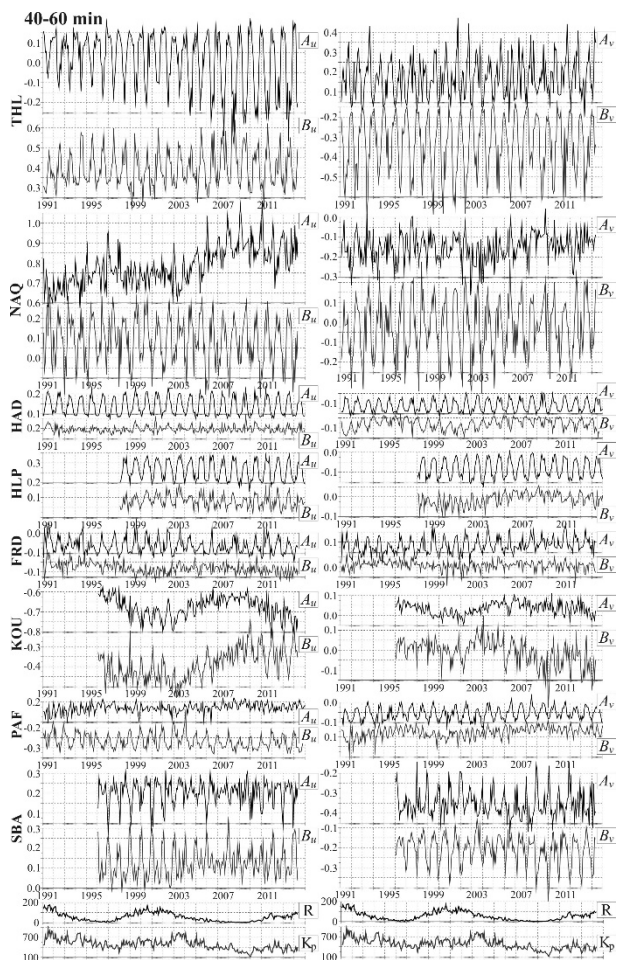


Рисунок 4. Карта использованных обсерваторий Intermagnet (мелкие точки). 8 выбранных обсерваторий, представленных на рис. 5, обозначены большими точками, трехбуквенным кодом и геомагнитной широтой. Геомагнитные полюса для эпохи 2010 отмечены 6-лучевой звездой внутри круга.



а) Рисунок 5. Среднемесячные компоненты A_u, B_u, A_v, B_v за 1991-2014 гг. для периодов (а) 450 с и (б) 3000 с для 8 выбранных обсерваторий (рисунок 4) в порядке убывания геомагнитной широты. R и K_p см. рисунок 2 (Бабак и др., 2017)

На рисунке 4 дано местоположение 8 обсерваторий, выбранных так, чтобы показать характерные вариации вектора индукции при



б) изменении геомагнитной широты от полюса до полюса, на рисунках 5 и 6 даны сами вариации с 1991 по 2014 годы для двух+одного периодов.

Обсуждение

На многих обсерваториях наблюдаются годовые вариации, фрагменты полугодовых и 11-летних

вариаций, а также изредка тренды. Годовые вариации имеют тенденцию увеличения амплитуды с ростом периода (рисунки 5-6 и более подробно в (Бабак и др., 2017)).

В работе (Araya & Ritter, 2016) и в более ранних исследовалось не более 12 обсерваторий и только среднеширотные, и был получен вывод, что северная компонента годовой вариации всегда положительна (имеет максимум в июне, минимум в декабре). Результат глобального изучения показал, что почти на всех высокоширотных обсерваториях полярность A_u отрицательна (см. рисунки 2, 5, 6). Имеются исключения. Очень интересные изменения вектора индукции на обсерватории NAQ (69.46°) недалеко от южной оконечности Гренландии, омываемой с трех сторон глубоководным океаном. 11-летняя вариация одна из наибольших в мире наблюдается на всех периодах на северной компоненте. На нее наложен большой тренд порядка до 0.2 за 24 года. В Гренландии тают ледники. Связано ли аномальное поведение векторов в NAQ с этим глобальным потеплением? И как? Еще один большой тренд на коротком периоде обсерватории HLP (рисунок 5-а). Его обсуждали в работе (Бабак и др., 2017), к окончательным выводам не пришли. Каждый тренд желательно проверить, продлив наблюдения до сегодняшнего дня.

Выводы

1) Метод магнитовариационного профилирования (МВП) с его основными инструментами - вектором индукции и горизонтальным тензором характеризуется высокой достоверностью результатов о существовании и местоположении аномалии, дает оценку ее максимально возможной глубины и ширины, а так же при некоторых предположениях оценку ее интегральной проводимости. Вывод давно известный, но еще недостаточно используемый.

2) Обработка 137 обсерваторий Intermagnet позволяет сделать следующие выводы: годовая вариация на высоких широтах более 65° имеет размах (двойную амплитуду) до 0.3-0.5 на некоторых компонентах, периодах, обсерваториях и, как правило, отрицательный знак на A_u (максимум в декабре, минимум в июне в обоих полушариях). В средних и низких широтах размах уменьшается до 0.05-0.015, знак северной компоненты – положительный. Годовая вариация видна примерно на 2/3 записей. 11-летняя вариация изучена хуже: половина обсерваторий не имеет достаточно длительной записи. На оставшейся половине

эта вариация видна на 1/3 обсерваторий, больше всего в северных Америке и Европе, экваториальной и южной Африке, на южных островах Индийского океана.

3) Поведение вариаций характеризуется многими локальными и не локальными особенностями, расшифровка которых откроет новый информационный канал, как из земных недр, так и из космоса.

Благодарности

Автор выражает признательность И.М.Варенцову и Т.А.Климкович за программы обработки, В.И.Бабак и А.В.Терешину, за обработку данных, сотрудникам геомагнитных обсерваторий за выполненные наблюдения.

Литература

- Бабак В.И., Рокитянский И.И., Соколова Е.Ю., Терешин А.В., 2017 Годовые, 11-летние и апериодические вариации вектора индукции на 8 обсерваториях сети Intermagnet. Геофиз журн, №1, с 97-110
- Варенцов И.М., Соколова Е.Ю., Мартанус Е.Р., Наливайко К.В., 2003 Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR. Физика Земли, № 2, с 30-50.
- Климкович Т.А., 2009 Особливості часових змін аномального магнітного поля та векторів індукції у Закарпатському сейсмоактивному прогині. Дис канд фіз-мат наук. Київ: Інститут геофізики НАНУ
- Рокитянский И.И., 1975 Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев: Наукова думка, 296 с
- Araya J.V., Ritter O., 2016. Source effects in mid-latitude geomagnetic transfer functions, *Geophys J Int*, 204, pp. 606-630, doi: 10.1093/gji/ggv474.
- Rokityansky I.I., Babak V.I., Tereshyn A.V. and Hayakawa M., 2019 Variations of Geomagnetic Response Functions before the 2011 Tohoku Earthquake. *Open Journal of Earthquake Research*, 8, с 70-84. <https://doi.org/10.4236/ojer.2019.82005>
- Varentsov, I.M. 2007 Arrays of Simultaneous Electromagnetic Soundings: Design, Data Processing and Analysis. In: Spichak V.V., Ed., *Electromagnetic Sounding of the Earth's Interior: Theory, Modeling, Practice*, Elsevier, Amsterdam, с 263-277
- Zeng X., Liu J.-Y., Lin Y., Xu C., 2002 The evolution of dynamic images of geomagnetic field and strong earthquake. *J Atmos Electr*, v. 22, N. 3, pp.191-205.

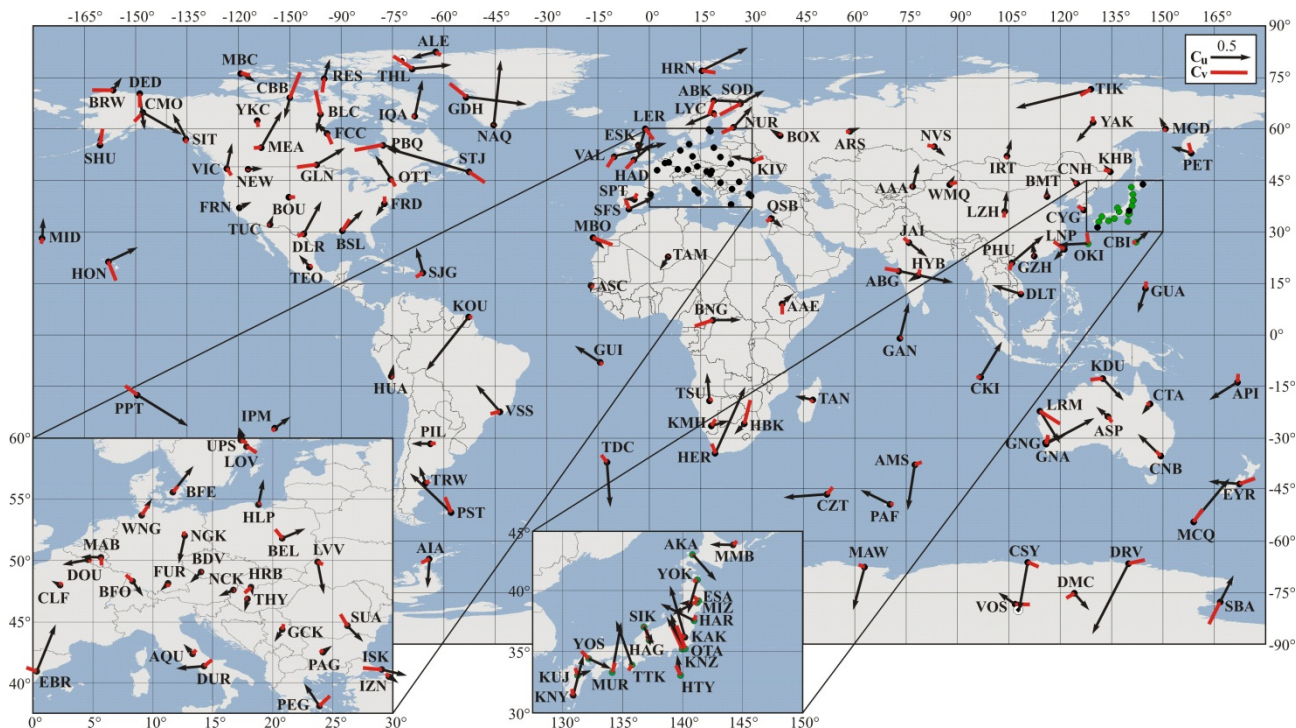


Рисунок 3. Карта 137 обсерваторий Internagnet + 14 японских с реальными C_u и мнимыми C_v векторами индукции на периоде 1800 с (20-40 мин).

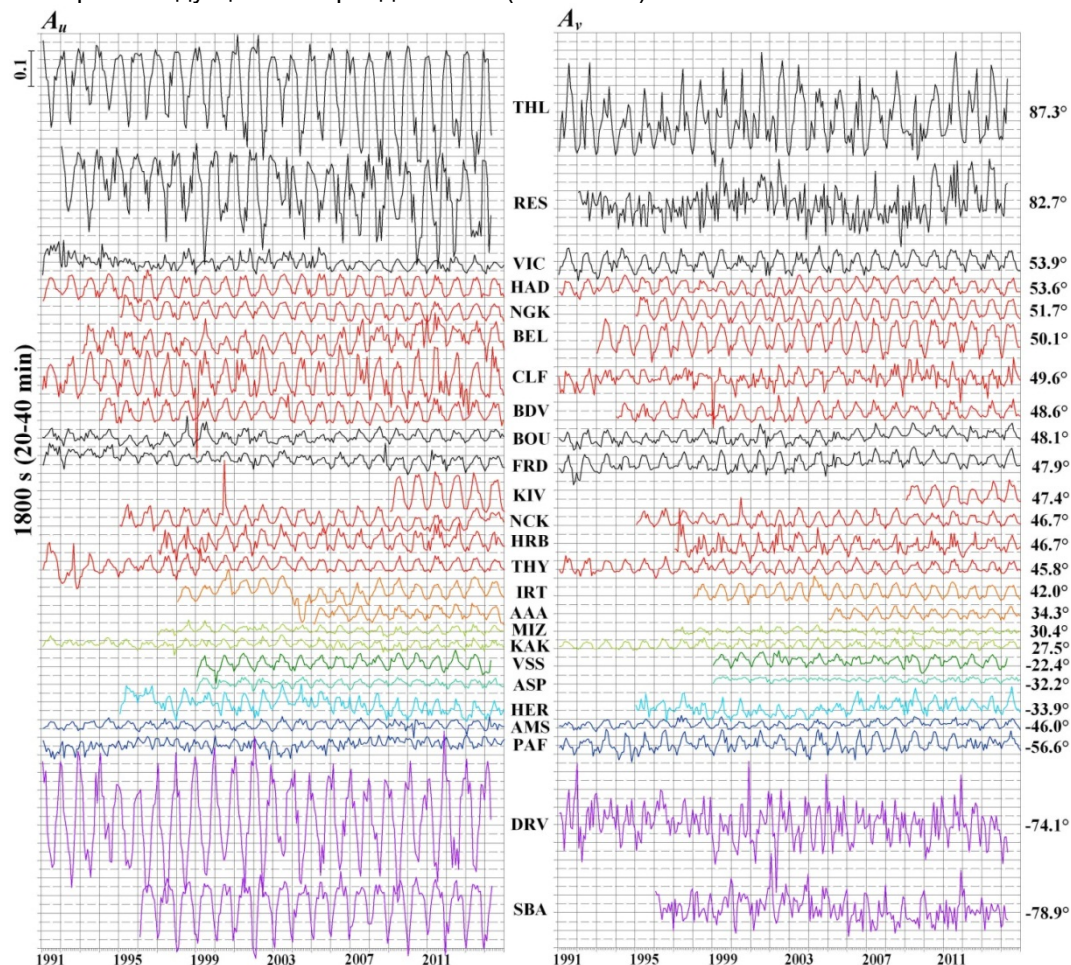


Рисунок 6. Среднемесячные компоненты A_u и A_v в 1991-2014 годах для периода 1800 с (20-40 мин) на 25 отобранных с хорошо видимыми годовыми вариациями обсерваториях с геомагнитными широтами, надписанными справа. Цвет кривых зависит от локализации: красный – Европа, черный – Америка...